

**Geologie und Petrographie  
des Falkenberger Granit-Massivs  
und seiner Ganggefolgschaft**

**Muzaffer Ayhan Andac**

1958





Digitized by the Internet Archive  
in 2026

[https://archive.org/details/IA41555213\\_0006](https://archive.org/details/IA41555213_0006)



GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE  
DES FALKENBERGER GRANIT-MASSIVES UND  
SEINER GANGGEFOLGSCHAFT

(Kurzfassung)

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

zu München

vorgelegt

von

Muzaffer Ayhan Andac

aus

Van Türkei

Dezember 1957



Berichterstatter: 1. Prof. Dr. G. Fischer  
2. Prof. Dr. A. Maucher

Tag der mündlichen Prüfung: 26. 2. 1958

## Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde mir von Herrn Professor Dr. FISCHER gegeben. Im Auftrag der Bayerischen Braunkohlen-Industrie in Schwandorf wurde das Falkenberger Granitmassiv auf seinen U-Gehalt untersucht.

Es wurden hier nur die Beobachtungen auf möglichst allgemeinverständliche Art geschildert.

An dieser Stelle ist es meine menschliche Aufgabe, meinem hochverehrten Lehrer Herrn Professor Dr. Georg FISCHER von Herzen zu danken. Er hat mich sowohl in wissenschaftlicher als auch in menschlicher Hinsicht immer unterstützt.

Ich danke von Herzen auch unserem lieben verstorbenen Assistenten Dr. NOTHHAFT. Er hat mich zum ersten Male ins Gelände geführt. Bei der mikroskopischen Arbeit hat er mir wertvolle Hilfe geleistet.

Schliesslich danke ich meinem ehemaligen Kollegen und jetzigen Assistenten Dr. G. VOLL. Er hat mich am Anfang meines Studiums die Grundbegriffe der Mineraloptik gelehrt, und zu jeder Gelegenheit mein Deutsch verbessert.



## Geographische Lage und Morphologie des Gebietes

Das Arbeitsgebiet liegt auf den Messtischblättern Tirschenreuth Nr. (6140) und Falkenberg Nr. (6139) im Nordosten der Oberpfalz. Der grösste Ort des Arbeitsgebiets, Tirschenreuth, liegt 30 km nördlich von Weiden und 20 km westlich der tschechischen Grenze.

Die Grenzen des Gebietes sind im Norden und Süden die Kartenränder, im Osten die Nordsüdkoordinate 4530, im Westen die SE-NW-Diagonale durch das Blatt Falkenberg.

Der grösste Teil des Arbeitsgebietes ist eine weitgespannte alte Verebnung. Die Entwässerung erfolgt durch die Waldnaab, deren gewundener Lauf zunächst vom Quellgebiet bei Barnau bis Falkenberg "normal" abnehmendes Gefälle zeigt. Von der Hammermühle (SW von Falkenberg) an schneidet sich der Fluss kräftig ein, zugleich verstärkt sich das Gefälle. Es erreicht in diesem Abschnitt 4,75 m/km.

In dem vorausgehenden gleich langen Abschnitt oberhalb Falkenberg beträgt das Gefälle noch nicht einmal 1,5 m pro km. Es ist also im Unterlauf eine erhebliche Gefällsbeschleunigung eingetreten. Diese Beschleunigung ist aber nicht im Einklang mit dem Verhalten der ganzen Landoberfläche. Diese zeigt keine Abdachung im gleichen Sinn, sondern ein leichtes Ansteigen. Damit steht im Einklang, dass wir im N den Granit von Tertiärschichten überdeckt finden, während im SW das Tertiär beseitigt worden ist. Es kann sich nicht um einen "alten Rücken" handeln, dessen Anlage älter als die obermiozäne Fastebene war, denn sonst könnte die Waldnaab nicht mit einem mäandrierenden Lauf quer durch diesen Rücken hinwegziehen. Das heutige Waldnaabtal ist hier also durch 2 Umstände geformt:

1. Die Erosion, die von der Donau her bis Falkenberg heraufgreift und Gefällsbeschleunigung bedingt.
2. Durch die Aufwärtsbewegung des NW streichenden Geländestreifens zwischen Falkenberg und Neuhaus.

Das prägt sich natürlich auch in der Form des Tales aus, das hier sehr eng und steilwandig erscheint im Gegensatz zu den flachen, weiten Wannen des Tales oberhalb Falkenberg. Die hügelige Landoberfläche senkt sich nach Norden zu einer breiten und flachen Senke, die sich bis Tirschenreuth hinzieht und sich nach Westen erweitert und endlich in den flachen und moorigen Boden der Waldnaab übergeht. Dort beginnt eine sumpfige mit Pliocän-Schottern bedeckte flache Landschaft mit zahlreichen Teichen.

Wenn man die Höhengliederung des Blattes Falkenberg genauer betrachtet, so ergibt sich folgendes:

Die ganze Landoberfläche fällt vom SE-Eck der Karte (bei Plössberg) nach N, NW und W ab.

Eine Reihe von Erhebungen (Steinbüschel b. Schönthan, P. 561, 1 westlich Haidholz, Lindenbühl, Steinbühl b. Lengenfeld, Hasenbühl b. Pilmersreuth) liegen alle auf einer SE-NW-streichenden Achse, die vom SE-Eck des Kartenblattes ausgeht und nach Falkenberg zieht.

Auch die übrigen Höhenstaffeln begleiten diese Achse.

Der geschwungene Bogen der Waldnaab von Neuhaus im SW über Falkenberg nach Tirschenreuth fügt sich vollkommen diesem Bilde ein.

Dass das tiefeingeschnittene Talstück zwischen Neuhaus und Falkenberg alt und antezedent, nicht ein junges von S nach N zurückgeschnittenes epigenetisches Tal ist, geht aus den "entrenched" meanders und auch aus dem Verhalten der Nebenbäche hervor. Diese Nebenbäche sind einwandfrei dem Waldnaabtal konsequent zugeordnet und greifen - z. B. der From-Bach - auf viele km nach E in die Landoberfläche zurück. Es ist sehr unwahrscheinlich, dass diese Gerinne insgesamt (nach der Einschneidung der Waldnaab) jung angelegt sein können. Bei epigenetischer Anlage des NS-Stückes der Waldnaabtalung müssten wir kurze, konsequente Nebenbäche mit steilem Gefälle und weiter ab ein ganz anders ausgerichtetes System von Bachtälern haben.

### Frühere Arbeiten

Das Gebiet wurde zuerst von C. W. GÜMBEL geologisch durchforscht, der seine Ergebnisse im Jahre 1868 in seinem Werk "Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges" herausgegeben hat.

Ausserdem hat sich H. KRETZER mit diesem Gebiet befasst (1912) und G. VOLL 1955 mit dem Süden des Massivs bei Leuchtenberg.

### Der Zweck der Arbeit

Der Zweck der Arbeit war die Klärung der Geologie und Petrographie des Falkenberger Granit-Massives und seiner Ganggefolgschaft. Mit diesem Ziel wurden die an das Massiv angrenzenden Gneise ebenfalls kartiert, um die Kontakte zu ermitteln.

### Die Arbeitsmethode

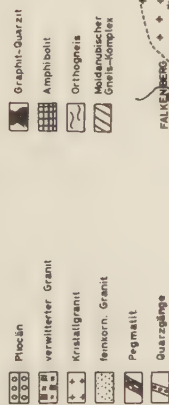
Die Geländeuntersuchungen wurden im Sommer 1955 und 1956 durchgeführt. Bei der Feststellung der Granitgrenze mit dem Gneis gab es Schwierigkeiten, da der

# Abb 1 GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER BLÄTTER

6139 - FALKENBERG

6140 - TIRSCHENREUTH

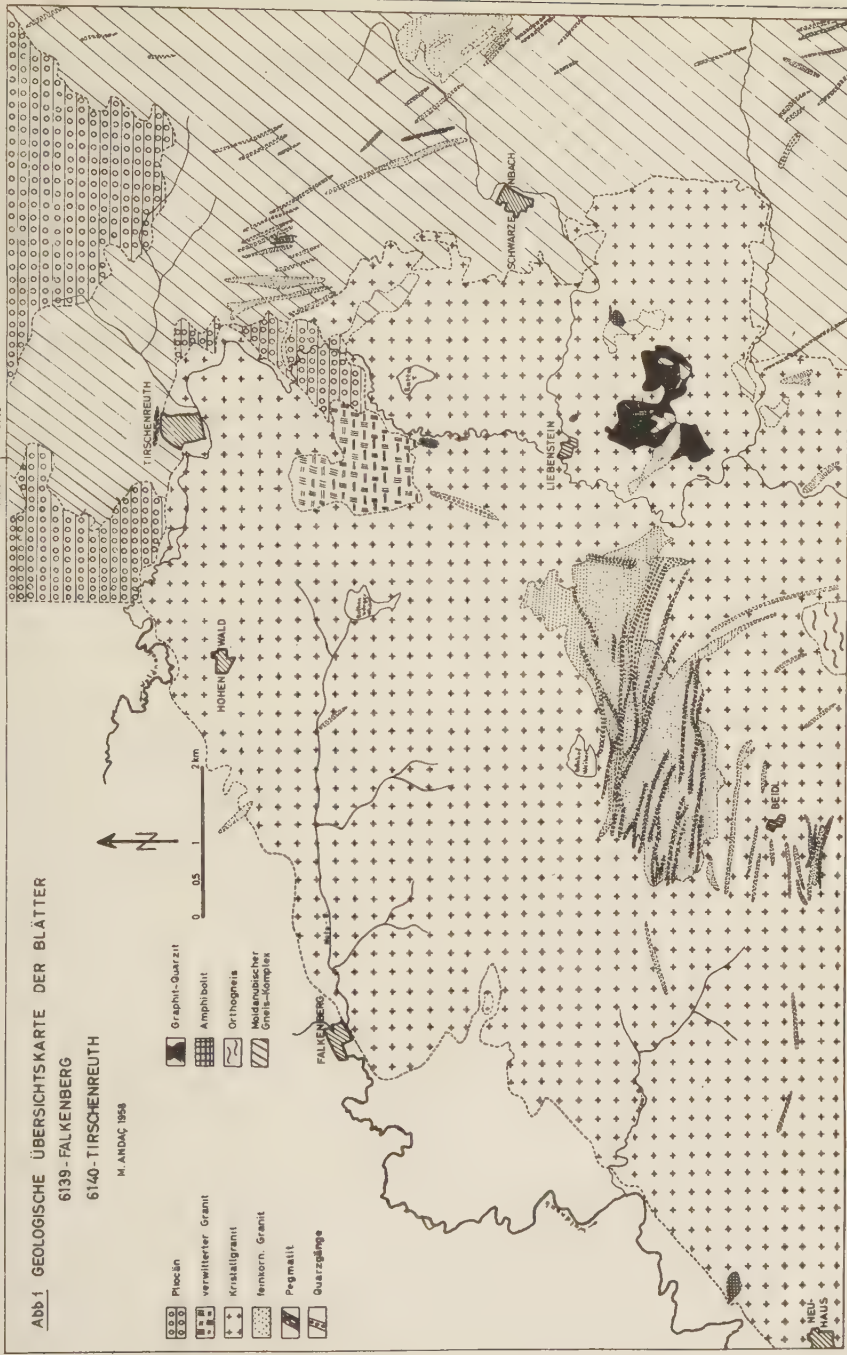
M. ARDAC 1958



0 0.5 1 2 km

6139

6140





grösste Teil dieser Grenze in Waldgebieten mit sehr seltenen und geringfügigen Aufschlüssen liegt. Im Granit bilden verlassene und in Betrieb stehende Steinbrüche die besten Aufschlüsse, so der 500 m NW von Hohenwald gelegene Wäldl-Steinbruch. Der zweitwichtigste Steinbruch liegt 150 m SW von Hohenwald am Punkt 519. Dort wurden zahlreiche Kali-Feldspat-Einsprenglinge eingemessen. Ferner sind zahlreiche gut aufgeschlossene Steinbrüche unmittelbar bei Liebenstein vorhanden. Im Granit wurden die tektonischen Daten der Klüftung und die Feldspatregelung möglichst sorgfältig erfasst.

### Begrenzung des Massives

Das Massiv, dessen Zentrum sich auf Kartenblatt Falkenberg befindet, dehnt sich noch nach Osten auf Kartenblatt Tirschenreuth aus. Nach Süden zu spaltet es sich in zwei Ausläufer. Der östliche heisst "Flossenbürger Massiv". Es erstreckt sich über Plössberg und reicht bis Galsterlohe, dabei wird es immer schmaler, um schliesslich unter die moldanubischen Gneise unterzutauchen.

Der westliche Ausläufer zieht sich nach Süden bis Leuchtenberg. Ein Amphibolit- und Gneiszug schiebt sich zwischen beide Ausläufer.

Nach G. VOLL (1955) stehen die beiden Ausläufer unter diesen Serien in Verbindung.

Der südliche Teil des kartierten Granit-Massives ist, wie oben erwähnt wurde, nicht von anderen Serien begrenzt. Nur im SW schiebt sich ein Orthogneiszipfel in das Massiv ein. Erst bei Öd-Schönlind gelangt man zur Gneisgrenze. Von hier ab zieht die Kontaktlinie fast in NS-Richtung nach N unter der Begleitung von zahllosen Redwitzitblöcken. Dann gelangt man zum Waldnaabtal. Dieses EW-streichende Tal folgt im grossen und ganzen der Kontaktgrenze. An der Bahnhaltestelle von Iglersreuth ist der Granit-Gneis-Kontakt unmittelbar zu sehen. Grössere Gneisschollen, welche von mehreren feinkörnigen und verwitterten Aplitgängen durchsetzt werden, schwimmen im Granit. Nach N wird die Grenze unsichtbar, weil im Wald eine dicke Verwitterungsdecke sie überlagert. Von Honnersreuth bis Lodemühl ist die Grenze sehr unklar. Der Granit durchsetzt den Gneis und dringt in ziemlich mächtigen Gängen weit in den Gneis ein. Im NW verschwindet er unter den Pliocänschottem. Auf dem Blatt Falkenberg erstreckt sich der Granit noch weiter gegen W. Der westliche Teil wurde nicht kartiert. Als jüngere Füllungen durchsetzen feinkörnige Granite das Massiv an mehreren Stellen. Es sind entweder Stöcke, die grössere Fläche besitzen und mit hydrothermalen Quarzgängen sehr eng verbunden sind, oder es sind 1-20 m mächtige Gänge, welche ca. N 160° E oder ungefähr N 90° E streichen. Ein feinkörniger Granitstock verbreitet sich zwischen Pilmersreuth und Schönficht. Nach Süden zu geht er in reichlich Turmalin-führende Ganggranite und Pegmatite über.

In der Südwestecke schiebt sich ein normaler Granit in den Stock ein. Die östliche Grenze des Ganggranitstockes gegen den Kristallgranit ist scharf. Eine stärkere Verwitterungsschicht entzieht die übrigen Grenzen unserer Beobachtung. Einen Ausläufer entsendet der Stockgranit nach Südwesten. Dieser entschwindet unter den Alluvionen des Waldnaabtales. In seiner Fortsetzung an der anderen Seite des Tales kommt nur bei der Betzenmühle noch ein kleiner Zipfel von ihm zutage.

Ein schmaler Ganggranit, der bei Stein aufgeschlossen ist, wird nach Südwesten zu breiter. Bei Beidl kommen viele Ganggranite vor. Es sind Gänge, die zwischen 2-9 m mächtig sind, reichlich Turmalin führen und mit Turmalin-Pegmatiten eng verbunden sind. Bei der Kriegermühle bildet ein solcher Ganggranit schmale Rücken. Bei Schönwind kommt noch ein Ganggranit zutage, der in seiner Umgrenzung einem Dreieck ähnelt. An all diesen Gängen war der unmittelbare Kontakt mit dem Kristallgranit nicht zu sehen. Erst 1 km östlich von Falkenberg an einem Waldzipfel konnte der Kontakt beobachtet werden. Dort durchsetzt ein Ganggranit den Hauptgranit. Die Grenze ist scharf. Der Ganggranit ist hier in eine "S"-Fuge des Kristallgranites eingedrungen, denn er verläuft parallel zum Regelungsgefüge der Kali-Feldspäte im angrenzenden Kristallgranit. In dem unteren Teil des Ganges sind Feldspäte stärker angereichert.

Auch hydrothermale Quarzgänge durchschneiden den Granit. 1 km südlich von Pilmersreuth kommt einer dieser Gänge zutage. Er ist ca. 20 m breit, streicht N 120° E. Eine sehr schmale Apophyse sendet er nach Nord-Nordwesten. Die anderen Gänge im oben erwähnten Ganggranitstock haben eine netzartige Verbindung miteinander, streichen aber vorwiegend N 100° E. Im Gneisgebiet auf Blatt Tirschenreuth bei Thanhausen kommen mehrere schmale Pfahl-Quarz-Gänge vor, die sich von den normalen hydrothermalen Quarzgängen durch rötliche Farbe unterscheiden. Der Gang, der in dem verlassenen Quarzsteinbruch 500 m südwestlich von Schnackenhof aufgeschlossen ist, streicht N 120° E, das Fallen ist saiger.

Auf Blatt Falkenberg sind Pegmatitgänge stets an Ganggranite gebunden. Bei Beidl sind sehr viele solcher Gänge anzutreffen. Die Kontakte sind nicht erschlossen. 400 m nordwestlich von Streissenreuth ist eine Kluftfläche eines Granitblockes mit Pegmatit belegt. 500 m südlich von Honnersreuth kommt ein Pegmatitgang vor. Er ist 30 cm mächtig, streicht N 40°-50° E und fällt 60° NW.

#### Makroskopische Beschreibung des Kristallgranites

Dieser Granit ist vor allem durch Mikrokin-Einsprenglinge charakterisiert. Wie im Leuchtenberger Granit, ist auch hier die porphyrische Struktur "serial", d.h. es liegt ein laufender Übergang zwischen der Korngrösse der Grundmasse und jener der Einsprenglinge vor. An jedem Punkt, wo die Vergroßung des Granits ein Auf-sammeln loser Feldspatkristalle aus dem Acker- oder Waldboden erlaubt, kann man daher K-Feldspat-Kristalle recht verschiedener Grösse sammeln und jeder Aufschluss

und sogar jedes Handstück des Granits zeigt, dass diese verschieden grossen Feldspäte in buntem Gemenge miteinander vergesellschaftet sind.

Wir sind also in Verlegenheit, wie wir die "Korngrösse" der "Einsprenglinge" bestimmen sollen. Wäre es möglich, so sollte man natürlich jeweils die Verteilung der K-Feldspäte auf die Reihe der Korngrössenstufen feststellen. Aber dies ist nicht möglich, denn der harte Granit lässt sich nicht in sein Kornhaufwerk auflösen, ohne die Mineralindividuen zu zerbrechen. Auch in den vergrusten Partien der Böden sind die meisten Feldspäte in Spaltstücke zerbrochen. Unbeschädigte Kristalle sind nur die Ausnahme, so dass man an ihnen nicht die primäre Gesellschaft bestimmen kann. Überall kann man aber feststellen, dass die Feldspatkristalle nur bis zu einer bestimmten maximalen Grösse anwachsen.

Suchen wir unter einem Kristallvorrat eines Aufschlusspunktes jenen Kristall mit den grössten Abmessungen heraus und setzen wir die Suche nochmals fort in einem zehnfach so grossen Vorrat wie zuerst, so ergibt sich stets, dass der grösste Kristall auch in dieser vermehrten Auswahl höchstens um ein Geringes grösser ist als der zuerst festgestellte Maximalwert. Es handelt sich hier zweifellos jeweils um eine Gruppe von Kristallen, die einen "oberen Limes" hat, der nicht überschritten werden kann. In diesem Sinne darf der "grösste" Kristall, der jeweils gefunden wurde, als die beste Annäherung an den "oberen Limes" hervorgehoben und zur Charakterisierung der örtlichen Kristallisationsbedingungen verwendet werden.

Da im grossen und ganzen ein konstantes Verhältnis der drei Hauptdurchmesser dieser Feldspatkristalle besteht ( $a : b : c = 2 : 1 : 4$ ), so genügt zur Charakterisierung der Grösse die Angabe des längsten Kristalldurchmessers parallel der kristallographischen c-Achse.

Weder die Verteilung noch die räumliche Anordnung der Feldspateinsprenglinge ist "homogen" im Gestein. Die Feldspäte reichern sich vielmehr in unscharf abgegrenzten Schlierenzügen an, während sie in anderen Partien zurücktreten oder ganz fehlen können. Die Feldspateinsprenglinge sind also statistisch inhomogen im Gestein verteilt. Auch ihre Orientierung im Gestein ist sehr variabel und zeigt inhomogene Teilbereiche.

Die Grösse der maximalen Feldspäte liegt meist zwischen 5-8 cm. In einem Hohlweg südlich von Bodenreuth finden sich Mikrokline bis 11 cm Länge.

Eine natürliche Felsausbissfläche des Kristallgranits in den Feldern SW von Falkenberg zeigt dies in hervorragender Weise. Es gibt hier in einer Fläche von wenig mehr als  $1 \text{ m}^2$  deutlich unterscheidbare Bereiche mit ganz verschiedener Regelung der Feldspateinsprenglinge.

Es darf dies als charakteristisch für das Falkenberger Massiv gelten. Das ganze

Massiv zeigt keine einheitliche "Feldspatfaser", sondern einen unruhigen wechselhaften Bau seines Gefüges.

Die Bestimmung des oberen Limes der Mikroklingrösse in den einzelnen Aufschlüssen des Massivs gestattet eine Zusammenfassung der Kristallgrössenentwicklung im Bereich des Falkenberger Granits. Es zeigt sich dabei, dass die Kristallgrösse im Blattbereich sehr deutlich von N nach S abnimmt mit der Annäherung an den Massivrand, der durch Zweiglimmergranite mit seltenen und kleinen Einsprenglingen ausgezeichnet ist. Gegen den Gneiskontakt werden die Feldspäte im Granit kleiner. Im Inneren des Massivs sind sie am grössten. Man muss dies wohl als Wirkung der verlangsamten Abkühlung auffassen.

Ein gutes Beispiel bietet der Steinbruch von Hohenwald, dessen Längsrichtung NW - SE streicht. An der NW-Wand des Steinbruches, also an der kurzen Seite des Steinbruches, streichen die Feldspäte zuerst N  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$  E mit Fallen von  $5^{\circ}$ - $10^{\circ}$  nach W. 3 m nordöstlich davon streichen die Feldspäte N  $0^{\circ}$ - $10^{\circ}$  E und fallen  $85^{\circ}$  nach WNW, z. T. stehen sie saiger (Abb. 3). Die Zone der steilstehenden Feldspäte beträgt 50 cm. Verfolgen wir die Feldspäte weiter in Nord-Ost-Richtung, dann können wir Fallwerte von  $70^{\circ}$ ,  $65^{\circ}$ ,  $50^{\circ}$  und  $30^{\circ}$  messen. Einen Meter von den steilstehenden Feldspäten entfernt finden wir ein Streichen von N  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$  E und  $10^{\circ}$ - $15^{\circ}$  NW-Fallen.

Auf der Südostseite des Steinbruches streichen die Feldspäte N  $110^{\circ}$  E und fallen  $85^{\circ}$ - $90^{\circ}$  NE. Mehrere Messungen ergeben ein Streichen von N  $15^{\circ}$ - $20^{\circ}$  E, das Fallen betrug  $70^{\circ}$  NW.

Auf der Nordwestseite der Aufwölbung fallen die Feldspäte  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$  NW. Nach SW zu werden sie immer flacher. Am Scheitel sind sie fast horizontal. Auf der Südostseite der Aufwölbung fallen die Mikrokline nur  $10^{\circ}$ - $15^{\circ}$  SE. Die Kluftfläche, auf der die Erscheinungen zu sehen sind, streicht N  $15^{\circ}$  E und fällt  $85^{\circ}$  NW. Die zweite charakteristische Stelle für die Feldspat-Regelung liegt 200 m SE von Hohenwald. Hier handelt es sich um eine sehr leicht aufgewölbte Granitoberfläche, deren Längsrichtung 30 m, die Breite 20 m beträgt. Die Ergebnisse der Vermessung der Feldspäte werden im Kapitel "Tektonik" besprochen werden.

1 km südlich von Falkenberg findet sich in einem Hohlweg eine flach gewölbte Granitfläche aufgeschlossen.

Die Kali-Feldspäte liegen im Fallen der Bänke, so dass diese Absonderungsfläche nach H. CLOOS als L-Klüfte aufgefasst werden können. Nördlich Weissgräberwiese auf Blatt Falkenberg treten ähnliche Bankungserscheinungen und Feldspatregelungen auf. An der "Tiefen Lohe" bilden Granitwölbungen flache Rücken, die N  $75^{\circ}$  E streichen. Sie sind mit flachliegenden Kali-Feldspat tafeln belegt. Das Fallen der Kali-Feldspäte entspricht dem der Wölbungen.

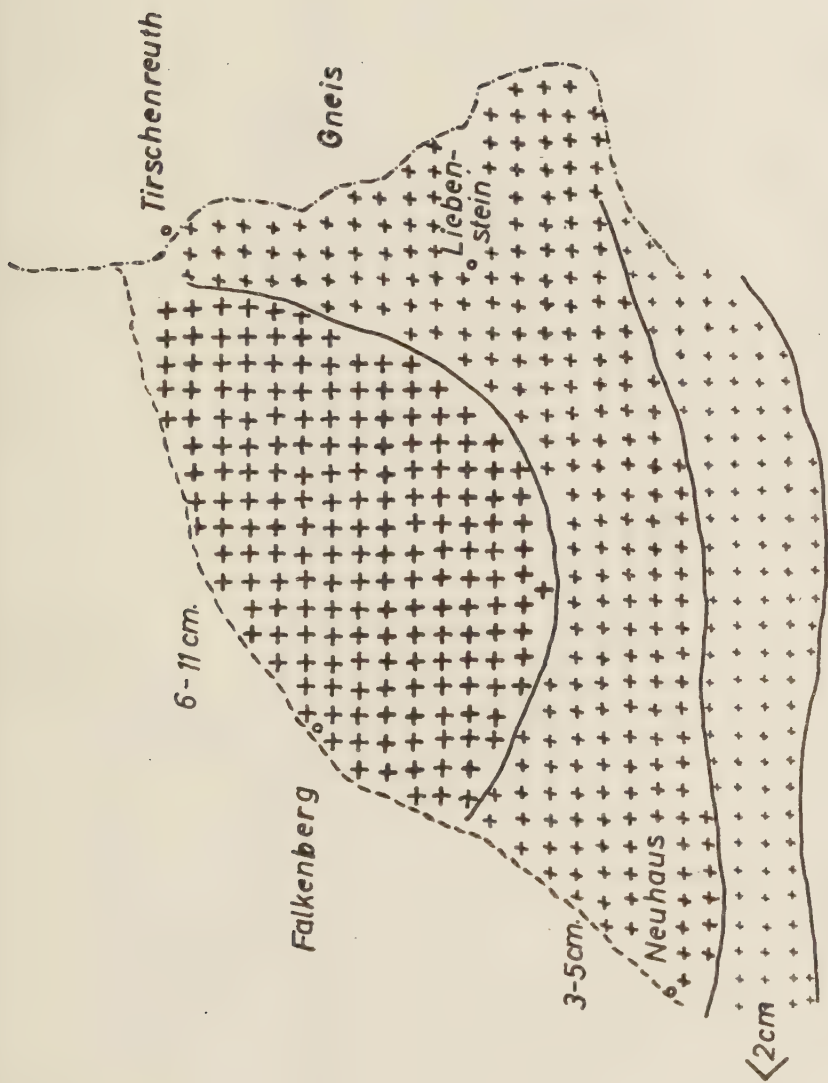


Abb. 2 Korngrößenverteilung der Mikroklineinsprenglinge im Untersuchungsbereich  
des Falkenberger Granitmassivs



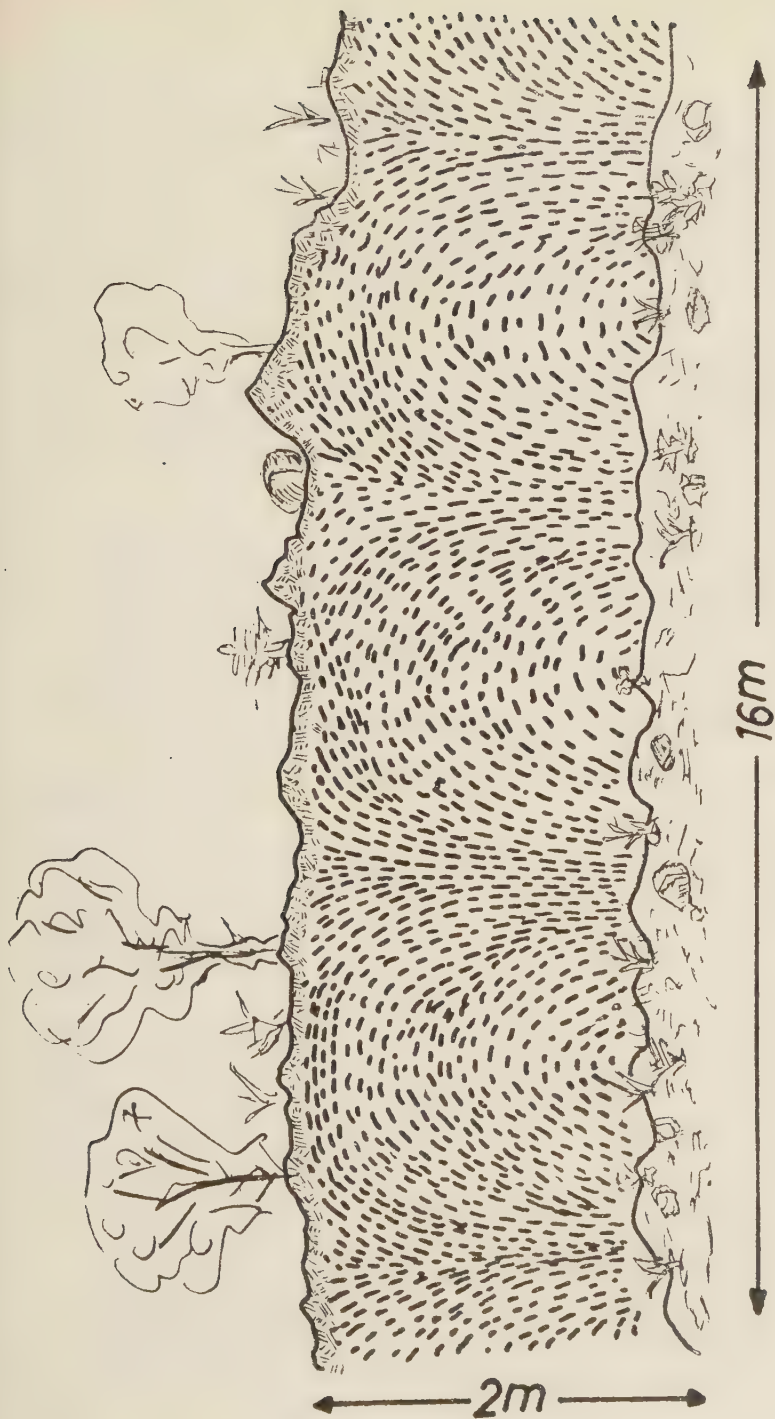


Abb. 3 Schematische Darstellung der wölbungsartigen Kali-Feldspat-Einregelung im Falkenberger Granit-Massiv, gekennzeichnet nach einem Aufschluss südlich Falkenberg,



Bei Rothenbürg ist ein keilförmiger Block zu sehen, der 40 cm breit und fast 2 m lang ist. In einem mittleren Streifen innerhalb des Blockes sind die Feldspäte gut ausgerichtet, in diesem Streifen streichen die Feldspäte N-S und fallen saiger, während an den Rändern sich sehr starke Abweichungen in der Lage der Feldspäte einstellen. 200 m S von Pirk bei Leih Bühl auf Blatt Falkenberg bilden die Feldspäte einen flachen Bogen, an dessen Beginn die Feldspäte N 20° E streichen und 70° NW fallen, während sie am anderen Ende N 50 E streichen und mit 50° nach NW einfallen.

Südlich von Schwingenbach kommen N 160° E streichende Schläuche vor. Im übrigen stellt der Granit kleinere Wölbungen dar, auf deren Fläche die Feldspäte mehr oder minder flach liegen. Wenn wir die oben geschilderten Einzelbeobachtungen kurz zusammenfassen, so ergibt sich folgendes:

1. Die steilstehenden Feldspäte durchsetzen schlauchartig den Granit.
2. Die in N 160° E streichende Richtung ist vorherrschend.
3. Nach den Beobachtungen besteht kein scharfer Gegensatz zwischen den "Schläuchen" und den "Kuppeln" flachliegender Feldspäte, sondern ein Übergang. - In den Schläuchen sind die Feldspäte wesentlich dichter gedrängt als in den Kuppeln.
4. Die flachliegenden Feldspäte liegen  $\pm$  parallel zur Granitoberfläche.

Für die Entstehung dieser eigenartigen Gefüge können nur zwei verschiedene Auffassungen gedacht werden:

- a) Die K-Feldspäte sind echte Einsprenglinge in einer Schmelze. Ihre turbulente Regelung entspricht turbulenten Fliessvorgängen in der Schmelze während der Erstarrung.
- b) Die K-Feldspäte sind Holoblasten in einem vorgegebenen Gestein. Ihre Anordnung bildet ein älteres inhomogenes Gefüge ab.

In letzterem Fall müsste die Regelung der K-Feldspäte im Granit die gleichen Symmetriebeziehungen erkennen lassen wie die kristallinen Schiefer, die den Rahmen und das Dach des Massivs bilden, denn in diesem Fall müsste der Granit als ganzer Körper eine Pseudomorphose nach kristallinen Schiefen sein, die er metasomatisch verdrängt hätte.

Neben der Regelung der K-Feldspäte spielen die Regelungen der übrigen Mineralien im Falkenberger Granit für den Feldgeologen gar keine Rolle, denn sie sind so viel kleiner und unscheinbarer, dass sie nicht in die Augen fallen, überdies wird die Lage der Plagioklase und Biotite in der Hüllzone um die K-Feldspäte durch deren Oberflächen jeweils beeinflusst,

so dass es auch kein einheitliches Biotit-s und kein einheitliches Biotit-"B" in diesem Granit gibt.

### Einschlüsse im Falkenberger Granit

An manchen Stellen im Massiv fand ich bis faustgrosse Quarzanreicherungen, so z.B. in einem Granitblock, der sich 1 km S von Hohenwald bei Käslohe befindet. Hier verdrängen die Quarze die umgebenden Mineralkomponenten. Die Quarze enthalten Biotiteinschlüsse. Ein faustgrosses Quarzaggregat ohne Biotiteinschluss findet sich 800 m südlich von Falkenberg, oberhalb des Hohlweges. Die Erscheinung der "faustgrossen Quarzanreicherungen" ist wohl nicht mit der inhomogenen Verteilung der Feldspäte zu vergleichen. Zwei verschiedene Möglichkeiten sind zur Erklärung gegeben:

- a) Es sind Fremdteinschlüsse. Wir wissen z.B., dass in vielen Gneisen derbe Quarzlinsen beträchtlicher Dimensionen vorkommen, die viel älter sind als das Falkenberger Granit-Massiv. Es ist durchaus möglich, dass hier und da solche Quarzlinsen als Schollen im Granit vorkommen, nicht anders als die Amphibolit- oder Graphit-Quarzit-Schollen.
- b) Die Quarzanreicherungen sind erst nach der Erstarrung des Granites als metasomatische Neubildungen entstanden als Folge örtlicher Vergreisung des Granits. Nachdem ich um diese Quarzeinschlüsse keine Vergreisungserscheinungen beobachten konnte, halte ich diese Quarze für restliche Einschlüsse der vom Granit assimilierten Gneise.

Verschiedenartige basische Schollen kommen im Granit vor. Im Steinbruch am Liebenstein sind 10 cm grosse linsenartige Schollen im "S" des Granites zu erkennen. Dunkle Schlieren kommen vor, die ganz frei sind von Feldspateinsprenglingen. Diese dunklen Schlieren wurden z.B. in der flachgewölbten Granitfläche 1 km S von Falkenberg beobachtet.

Auch Amphibolitblöcke liegen als Einschlüsse im Granit. Bei Erkersreuth bedecken Graphitquarzitstücke eine Fläche von fast  $\frac{1}{2}$  einem qkm. Die Graphitquarzite schwimmen als einzelne Schollen und Brocken im Granit.

Im Hohenwalder Steinbruch finden sich faust- bis kopfgrosse reichlich mit Biotiten belegte "redwitzitartige" Einschlüsse. Am Rothenbünger Wald enthalten gerundete "dioritartige" Schollen idiomorphe Mikroklin-Holoblasten. Am Rande begleiten die Mikrokline mit ihren (010)-Flächen den Einschluss. Ausserdem sind im Falkenberger Granit-Massiv feinkörnige Granitschollen sehr oft zu treffen.

Die Biotite zeigen eine ungefähre Einpassung in das örtliche durch die Kali-Feldspäte gegebene "S" des Granites, sind mitunter stark angereichert in den Zwickelräume zwischen den grossen Feldspäten und an den Aussenrändern der Feldspäte, an deren Kristallflächen sie sich mit der Basisfläche lagern. Mitunter kommen

"dunklere Putzen" vor, die vorwiegend aus Biotit bestehen. Diese sind wahrscheinlich als Reaktionsrückstände ehemaliger Fremdschollen im Granit zu deuten.

### Die Kluftmineralisation

Auf den Kluftflächen sitzen feinschuppige Muskowit-Tapeten. Am Hohenwald sind solche Muskowite am häufigsten zu treffen. Die Muskowite sind oft mit U-Mineralien vergesellschaftet, wie scintillometrische Messungen bewiesen haben. Am Liebenstein ist eine Kluftfläche, die N 48° E streicht und 75° NW fällt mit winzigen Turmalinnädelchen und mit blau gefärbten Flusspatbutzen belegt. An der Krieger Mühle kommen ebenso Turmaline in einem aplitischen Granitgang vor.

Der Granit sondert sich scharf ab. Diese parallelen Klüfte pflegen mehr oder minder dem S der Mikrokline zu folgen. Deshalb nenne ich sie S-parallele-Klüfte. Am schönsten sind solche Klüfte im Liebensteiner Steinbruch zu treffen, wo sie reichlich mit Turmalinnadeln belegt sind. Ein zweites interessantes Beispiel, wo solche s-parallele-Klüfte zutage kommen, ist der 500 m S von Falkenberg am Hohlweg gelegene Aufschluss. Dort sind etwas steilere Klüfte und solche s-parallele-Klüfte deutlich zu unterscheiden. Während die s-parallele-Klüfte immer dem S der Feldspäte folgten, setzten dagegen die steileren Klüfte durch die einzelnen Bankungen willkürlich hindurch. Die schalige Bankung des Granits ist Folge der von oben dem Gefüge des Granites nachastenden Verwitterung.

Alle Fugen, die noch magmatische Füllung zeigen (Ganggranit, Pegmatit, Aplit) müssen in die Endphase der Erstarrung verlegt werden. Ebenso müssen auch jene Fugen, die mit pneumatolytischen bis hochhydrothermalen Mineraltapeten ausgekleidet sind, im unmittelbaren Anschluss an die Erstarrung entstanden sein. Etwas oder sogar viel jünger können die Klüfte eingestuft werden, die von Pfahlquarzgängen eingenommen sind.

Bei der Verwitterung des Granites ist zu unterscheiden:

1. Die rezente Verwitterung, die neben einer mechanischen Vergrusung des Materials nur wenig tiefgreifende chemische Veränderung bewirkt hat, (siehe z.B. die noch intakten Feldspäte aus der Ackerkrume).
2. Die "fossile Verwitterung", wahrscheinlich miozänen Alters, die zu einer tiefgehenden chemischen Verwitterung des Feldspates zu Kaolin führte. Nur dort, wo diese fossilen Verwitterungszonen noch erhalten sind, findet man den Granit so stark verändert.

### Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestandteile: Zirkon, Apatit, Erze, Orthit, Gadolinit, Rutil, Biotit, Plagioklas, Kali-Feldspat, Quarz, Muskowit, Turmalin.

Der durchschnittliche Wert aus den 15 Schliffvermessungen:

|               |        |
|---------------|--------|
| Kali-Feldspat | 35,9%  |
| Plagioklas    | 28,9%  |
| Quarz         | 23,6%  |
| Biotit        | 7,2%   |
| Muskowit      | 3,6%   |
| Akzessorien   | 0,8%   |
|               | <hr/>  |
|               | 100,0% |

Das grobe Korn des Granites bedingt sehr verschiedene Mineral-Prozentwerte bei der Integration von Schliff zu Schliff.

Durch Summation einer grösseren Reihe von Messungen verschiedener Dünnschliffe lässt sich jedoch auch an diesem groben Granit bestimmen, von wann an der sich ergebende Mittelwert durch neu hinzutretende Daten eines Schliffes praktisch nicht mehr verändert wird. Die oben mitgeteilte durchschnittliche Zusammensetzung des Falkenberger Granits entspricht einer solchen Reihe. Ich möchte jedoch nochmals darauf hinweisen, dass die Zusammensetzung des Granites im Aufschluss inhomogen ist. Die Integration einer angeschliffenen Granitplatte ergab 40% Mikroklineinsprenglinge. Doch kann der Anteil der Kalifeldspateinsprenglinge in den "Schläuchen" örtlich bis auf 80% ansteigen, dagegen in anderen Schlieren sehr zurücktreten.

Es kann also nicht mit einer Homogenität des Granits im Meterbereich gerechnet werden.

### Zirkon

Er befindet sich im allgemeinen im Biotit, sehr selten in Feldspäten oder in Quarz. Er bildet im Schliff entweder kleine rundliche Querschnitte oder stengelige Kristalle.

Ein radioaktives Mineral, das grössere stengelige Kristalle bildet und im Aussehen dem Zirkon ähnelt, aber  $\gamma/c$   $12^0-12\frac{1}{2}^0$  Auslöschungsschiefe zeigt, wurde als Gadolinit festgestellt. Seine Formel:  $2\text{BeO} \cdot \text{FeO} \cdot 2\text{YO}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$  (Schliff 462). In diesem Schliff wurde auch noch Orthit angetroffen. Durch mechanische Beanspruchung wird das Korn von mehreren Rissen durchzogen. Es zeigt einen schwachen pleochroitischen Hof.

### Apatit

Er kommt als grössere idiomorphe Kristalle oder winzige Nadelchen vor. Entweder ist er als Einschluss in Biotit anzutreffen oder kommt frei im Gestein vor. In Biotit erzeugt er sehr schwache pleochroitische Höfe. Die grösseren Körner enthalten ab und zu Zirkon und Biotiteinschlüsse.

Als Erze kommen im Granit Magneteisen und Titaneisen vor. Diese befinden sich des öfteren im Biotit, selten frei in der Masse. Das Magneteisen ist in der Frühkristallisationsphase des Magmas schon vor der Kristallisation des Biotites ausgeschieden und in ihm eingeschlossen worden, während das Titaneisen ein Zwischenprodukt der beginnenden Umwandlung des Biotites in Chlorit ist.

### Pyrit

Pyrit ist auch manchmal anzutreffen. Er ist meist in Roteisen oder Brauneisen umgewandelt.

### Biotit

Der Biotit bildet meist von Quarz oder Feldspat zerlappte Blättchen. Nicht selten liegt ein fast reines Biotit/Biotit-Gefüge vor, d.h. die einzelnen selbständigen Biotitschüppchen sind vorwiegend miteinander und nicht mit fremden Mineralien verwachsen. Diese Schuppenaggregate sind aus ehemaligen grösseren Biotittafeln hervorgegangen.

Die Biotite zeigen sich infolge Beanspruchung wellig verbogen oder zerknittert. Entlang den Knickstellen hat sich eine neue jüngere Biotitgeneration gebildet, so dass die Basisflächen der beiden Generationen aufeinander etwa senkrecht stehen. Man könnte behaupten, dass diese Deformation des Biotites "tektonisch" ist. Es zeigt sich aber im Schliff, dass die Knickscheitel im grossen Biotit sich nicht in das übliche Gefüge fortsetzen. Von Prof. FISCHER wurden in Nachschubgängen des Flossenbürger Massives genau solche grosse zerknitterte Biotite, teilweise mit Rekristallisation zu ungestörten Bi-Lamellen, beobachtet, die in mechanisch unbeanspruchter Grundmasse des Porphyrs ruhen. Dies zwingt hier zu der Annahme, dass die Deformation des Biotites sich bereits in der zähflüssigen Schmelze vollzog. Ich halte es für sehr wahrscheinlich, dass auch im Falkenberger Granit die Knickung und mechanische Zerteilung der grossen Frühkristalle des Biotits in der zähen Schmelze erfolgte.

Man findet Biotit aber auch als Fetzen in den Feldspäten oder als rundliche Tropfen im Quarz.

Es kommen auch idiomorphe Biotite im Quarz vor. Die Idiomorphie der eingeschlossenen Biotite im Quarz ist beträchtlich besser als die der externen Biotite.

In den Biotiten findet man manchmal entlang den Spaltflächen pleochroitische Verfärbung. Sie kommt dadurch zustande, dass sich auf diesen Rissen eine radioaktive Substanz abgesetzt hat (Schliff 215).

Diese Erscheinung kommt nicht nur entlang der Basisspaltbarkeit vor, sondern auch entlang den Oberflächen des Biotites, auch wenn diese Grenzflächen

beliebig zum Kristallgitter liegen. In einem Schliff auf Blatt Falkenberg kann man beobachten, dass die Ränder der Biotite pleochroitisch verfärbt sind. Die Zirkone, die in der gleichen Art im Biotit randlich angeordnet sind, haben die Klärung dieser Erscheinung erleichtert. Beim Wachsen des Biotits haben sich Zirkonkeime angelagert, die dann umwachsen und eingeschlossen wurden. Die Kristallisation der Biotite und Zirkone verlief also gleichzeitig, wobei allerdings die Biotitkristallisation länger dauerte.

### Plagioklas

Er ist meist idiomorph entwickelt und zeigt sehr deutlichen Zonarbau. Die Zonen sind nicht scharf begrenzt. Es handelt sich hier um einen allmählichen Übergang. Es kann daraus auf eine kontinuierliche Änderung im Chemismus der Schmelze geschlossen werden. Meist sind Plagioklasse anzutreffen mit einem basischeren Kern (20-25% An.) und einer saueren Aussenzone (12% An.). Die Plagioklasse sind nach dem Albit-Gesetz verzwillingt. Die Zwillinglamellen setzen nicht durch das ganze Mineral hindurch. Zum Teil sind die Plagioklasse auch nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. In der Endphase der Erstarrung wurden die Plagioklasse von Mikroklinen umschlossen und teilweise korrodiert. Dabei konnten auch typische Begegnungsflächen zwischen Plagioklas und Mikroklin beobachtet werden. Die Plagioklasseinschlüsse im Mikroklin lassen meist eine Orientierung zum Kristall des Wirtes erkennen.

Bei der Einmessung der Plagioklasseinschlüsse im Kali-Feldspat bin ich folgendermassen vorgegangen:

Auf dem U-Tisch habe ich den Kali-Feldspat-Wirt und seine Plagioklasseinschlüsse eingemessen. Wie üblich, wurden die gemessenen Werte in das Wulffsche Netz eingetragen. Dann wurde die Indikatrix des Kali-Feldspates so rotiert, dass  $\beta$  im Kreiszentrum und  $\alpha$  und  $\gamma$  auf dem Grundkreis zu liegen kamen. Die Indikatrix der einzelnen Plagioklasseinschlüsse wurde selbstverständlich um den gleichen Betrag rotiert.

Zur Übersicht wurden die Pole von  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  der Plagioklasse zu gesonderten Diagrammen im Wulffschen Netz zusammengefasst.

Die  $\alpha$ -Pole der Plagioklasse zeigen eine weite Streuung im ganzen Netz, was beweist, dass keine strenge Regelung der Plagioklasse im Kalifeldspatgitter vorliegen kann. Die  $\beta$  und  $\gamma$ -Pole zeigen dagegen immerhin deutlich Häufungen in engeren Teilfeldern des Netzes und zwar liegen die  $\beta$ -Pole der Plagioklasse meist unweit dem  $\beta$ -Pol des umschliessenden K-Feldspats, während bei den  $\gamma$ -Polen die Tendenz einer Streuung in einem begrenzten Feld näher am Grundkreis des Netzes besteht. Es besteht also doch eine gewisse, statistische Lagebeziehung zwischen Wirt und Einschluss.



Abb. 4

▲  $\beta$  des Kalifeldspates

•  $\beta$  der im Kalifeldspat eingeschlossenen Plagioklase



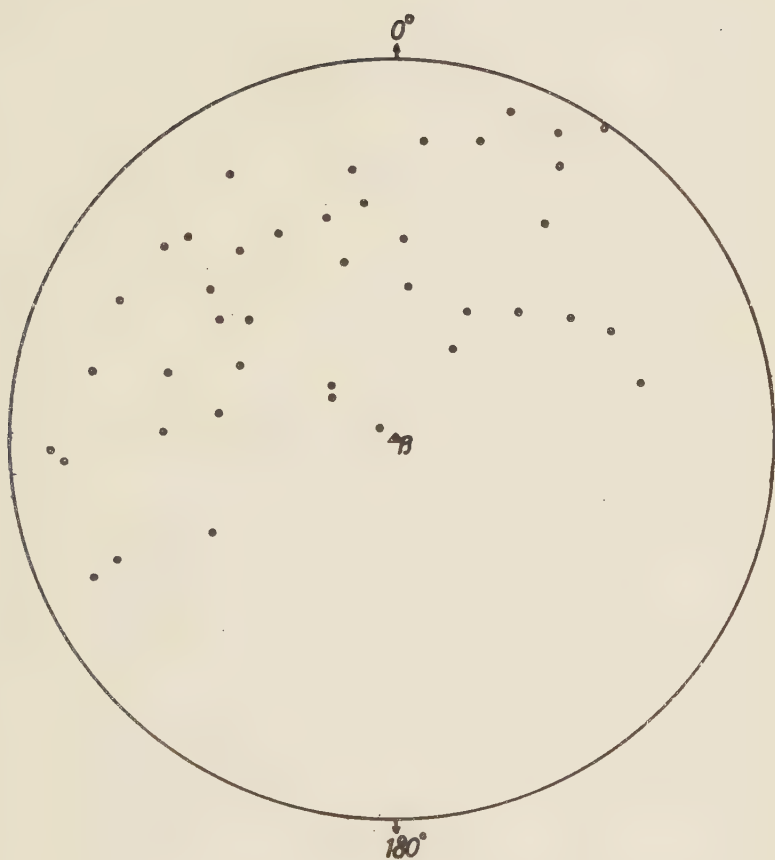


Abb. 5    ▲  $\beta$  des Kalifeldspates (Wirtsmineral)  
               ●  $\gamma$  der im Kalifeldspat eingeschlossenen Plagioklase



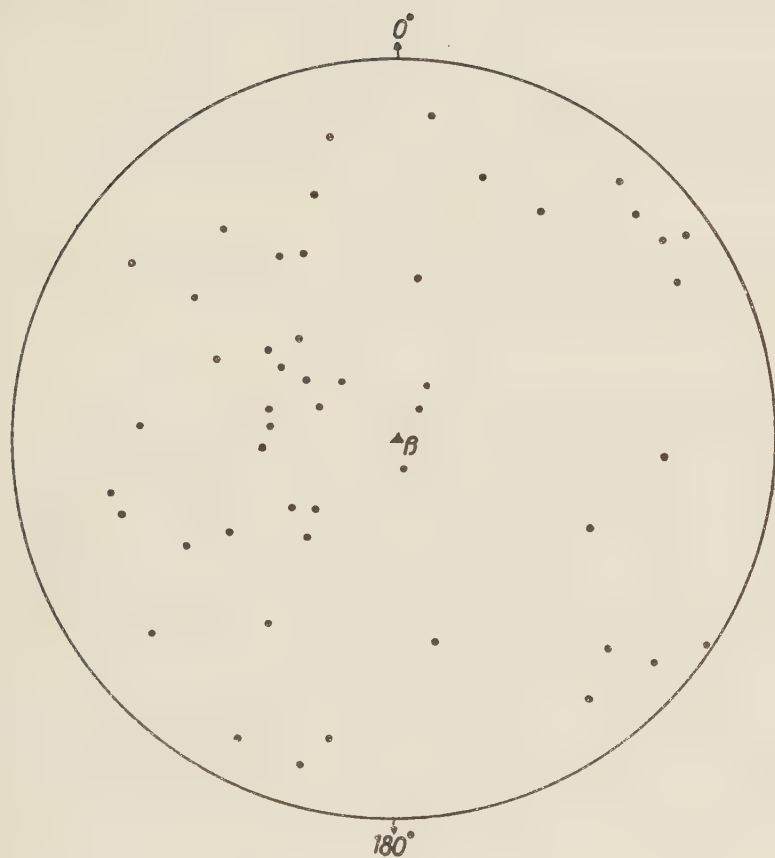


Abb. 6

▲  $\beta$  des Kalifeldspates

•  $\alpha$  der im Kalifeldspat eingeschlossenen Plagioklase



Für die Art dieser Beziehung ist wichtig, dass die Regelung der Plagioklase nicht homogen im ganzen K-Feldspat-Kristall ist, sondern deutlich verschieden in den einzelnen "Wachstumskegeln", die den verschiedenen indizierten Flächen des Kristalls entsprechen. Sie ist schon im Schliffbild klar sichtbar: Die einzelnen Plagioklasleisten (mit (010) als grössten Flächen) liegen jeweils mit ihren grössten Flächen parallel zur Wachstumsfront des K-Feldspates.

Die "Häufung" der Polpunkte  $\beta$  und  $\gamma$  der Plagioklase ergibt sich bei diesem Sachverhalt daraus, dass auch der K-Feldspat (010) als grösste Fläche in seinem Kristallhabitus aufweist und dass daher statistisch solche Plagioklase vorwalten, bei denen (010) parallelgestellt ist zum (010) des K-Feldspates.

Die Mehrzahl der Plagioklase ist im Kern serizitisiert. Manchmal ist die Serizitisierung so weit fortgeschritten, dass die Zwillings-Lamellierung kaum noch zu erkennen ist. Der Serizitisierung läuft eine Entkalkung des Kerns parallel.

### Mikroklin

Er ist meist hypidiomorph. Die Gitter-Lamellierung, die durch polysynthetische Verzwillingung nach dem Albit- und Periklingesetz hervorgerufen wird, ist in sehr verschiedener Vollkommenheit ausgebildet, bis zu submikroskopischer Feinheit. Der Mikroklin ist ausserdem nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Die Verwachsungsfläche ist unregelmässig gestaltet. Perthit-Lamellen kommen fast in jedem Schliff vor. Es sind Band-Perthite. Sie besitzen einen Anorthit-Gehalt von 2%. Die Perthit-Lamellen überschreiten die Zwillingsgrenze und ziehen sich auch durch das andere Individuum. Manchmal greift die Serizitisierung die Bänder so stark an, dass das ganze Band als hell-schuppiger Glimmer vorliegt. In den Mikroklinen kommen ferner tropfenartige Quarze vor. Selten dringt der Quarz in dünnen Schnüren und hakenartigen Formen in den Mikroklin ein. Biotitschuppen, Apatite und viele Plagioklaseinschlüsse kommen auch im Mikroklin vor (Abb. 28). Die Plagioklaseinschlüsse zeigen im Kern Entkalkung und Serizitisierung oder Myrmekitstengel, die von der Mitte nach den Rändern wachsen.

### Quarz

Der Quarz füllt als unregelmässige Körner die Zwickel und übrigen Resträume. In Feldspäten und Biotiten treten die Quarze in runden Tropfen bis zugerundeten Bipyramiden auf. Diese echten Einschlüsse zeigen den relativ frühen Beginn der Quarz-Kristallisation an. Die Hauptkristallisation liegt allerdings erst später nach Beendigung der Plagioklaskristallisation. Die Quarze sind oft gröbere Körner, die später durch mechanischen Druck sehr deutlich zerfeldert und dabei zerbrochen wurden. In das "s"-Flächengefüge der Kalifeldspäte und Plagioklase sind manchmal die Quarze eingeordnet.

### Muskowit

Er ist nur selten idiomorph. Häufig ist zu beobachten, dass er mit Biotit parallel verwachsen ist. Teilweise ist er auf Kosten des Biotits entstanden. Dafür sind die Reste des Biotits in Muskowit einwandfreies Beweismaterial. Sie liegen in der Längsrichtung der Muskowite. Aber diejenigen Muskowitblätter, welche sich zerlappt in Kali-Feldspäten befinden, sind auf Kosten der Kali-Feldspäte entstanden.

Die Ränder der Muskowite begleiten gelegentlich dünne Serizit-Faser-Pelze, die an den Kontakten von Kali-Feldspäten ziemlich dick werden. Diese Serizit-Pelze sind auf Kosten von Kali-Feldspat entstanden. Dabei kann  $\text{SiO}_2$  freigesetzt werden.

### Turmalin

Die bei der Krieger Mühle auf Blatt Falkenberg entnommene Probe enthält Turmalin. Sein Pleochroismus geht von olivbraun nach blaugrau. Er zeigt hier und da einen Zonarbau. Wenn ein Schnitt senkrecht zur kristallographischen C-Achse vorliegt, so sieht man eine deutliche Idiomorphie in Form eines sphärischen Dreiecks. Sonst bildet er zerlappte Körner (Abb. 34).

Er entstand in der pneumatolytischen Phase. Deshalb greift er die übrigen Bestandteile an oder enthält sie als Einschlüsse. Im Schliff 200 umschliesst Turmalin Biotitscheiter und Sillimanit-Nadeln.

### Kontaktfazies des Kristallgranits

Am Redwitzitkontakt bei Sturm-Bühl auf Bl. Tirschenreuth geht der Kristallgranit in einen Granitporphyr über. In der feinkörnigen Grundmasse treten grössere Kali-Feldspäte auf, deren Grenzen weitgehend korrodiert sind. Die kleineren Biotitblättchen umfassen diese Einsprenglinge und sind gut geregelt. Fast in jedem solchen Kali-Feldspat beobachtet man Plagioklaseinschlüsse. Die Kali-Feldspäte sind kataklastisch zerbrochen, und Quarze dringen in sie ein.

### Petrographische Beobachtungen an Einschlüssen

Ein gerundeter Einschluss, der bei der Sägmühle auf Blatt Falkenberg gefunden wurde, zeigt auch porphyrische Struktur. Von der dunkleren und feinkörnigen Grundmasse heben sich 2 cm grosse, helle Kali-Feldspäte ab, die mit ihren Längsachsen in der gleichen Richtung orientiert sind wie die Feldspäte der Grundmasse. Kleinere und gerundete Feldspäte und verstreute Quarzkörner sind makroskopisch beobachtbar. Die grosse Kali-Feldspat-Kristalle liegen mit ihren (010)-Flächen um den Einschluss. Die Kali-Feldspäte, sowohl des normalen den Einschluss umschliessenden Granites, als auch des Einschlusses selbst, sind idiomorph.

### Mineralbestand des Einschlusses

Mikroclin, Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskowit, Apatit, Zirkon, Erz. Die charakteristische Mikroclinlamellierung ist in diesen Mikroclinen wieder sehr deutlich. Ausser den Perthit-Lamellen enthält der Mikroclin Plagioklaseinschlüsse, die wiederum orientierte Muskowiteinschlüsse haben.

Die Plagioklase zeigen Zonarbau und enthalten Biotitschuppen. Der feinkörnige Einschluss ist von dem Hauptgranit scharf unterschieden. Die Biotite enthalten zahllose pleochroitische Höfe. Die Quarze sind kleine unregelmässige Körner. Sie löschen oft undulös aus.

### Granodiorit

Auf Blatt Tirschenreuth 200 m WSW von Schwarzenbach an dem Bahneinschnitt kommt ein ca. 8 m mächtiger basischer Ganggranit vor. Er ist feinerkörnig und dunkler als der normale Kristallgranit. Er enthält zu Biotit-Tapeten aufgelöste Butzen. Der Biotit ist häufig und färbt das Gestein dunkel. Er ist hervorragend geregelt. K-Feldspäte werden bis 3 cm lang. Die Verteilung der Biotite ist nicht gleichmässig. Es kommen Anhäufungen vor.

### Mineralbestand des basischen Ganggranites (Granodiorits)

Plagioklas, Mikroclin, Quarz, Biotit, Muskowit, Apatit, Zirkon, Erz.

Das Integrationsergebnis:

Schliff 31/6987

|             |       |
|-------------|-------|
| Plagioklas  | 33,4% |
| Mikroclin   | 16,7% |
| Quarz       | 34,8% |
| Biotit      | 13,4% |
| Muskowit    | 1,3%  |
| Akzessorien | 0,4%  |

Der Plagioklas ist idiomorph bis hypidiomorph. Der Chemismus der Aussenzone entspricht dem Albit. Er ist nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz verzwillingt. Die Umwandlung in Serizit beginnt vom Kern aus. Der Mikroclin ist idiomorph, wenn er als Einsprengling vorliegt. Sonst ist er xenomorph. Seine deutliche Gitterlamellierung geht bis zu submikroskopischer Ausbildung. Es sind meist nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligte Individuen. Die Umwandlung in Serizit ist bei jedem Individuum beobachtbar. Er enthält häufig kleine, rundliche Quarzeinschlüsse. Die Quarze sind rundliche Körner. Sie greifen in die übrigen Bestandteile ein. Stellenweise häufen sich die Quarzkörner an. Biotite sind zerlappte

Blätter und sind sehr frisch. Apatite kommen meist als kleine rundliche Einschlüsse im Biotit vor, und verursachen manchmal pleochroitische Höfe. Nicht selten enthalten auch Feldspäte Apatiteinschlüsse. Zirkone befinden sich im Biotit und erzeugen pleochroitische Höfe. Dort, wo die Biotite korrodiert sind, liegen Zirkone frei. Erz befindet sich im Biotit. Es handelt sich hier um Magnetkies und Magnetit.

#### Die feinkörnigen normalen und sauren Ganggranite

Diese Granite kommen als "Gänge" oder als "Stöcke" vor. In beiden Fällen, als Gänge oder Stöcke durchsetzen diese Granitnachschiebe die Kluft- oder die "S"-Flächen des Gneises diskordant. Die Mächtigkeit der Gänge reicht von ein paar Dezimeter bis 8-10 m. Ihre Kontakte sind nicht nur mit dem Gneis, sondern auch mit dem Kristallgranit kalt. Nördlich von Thännersreuth enthält ein stockartiger Gang mehrere parallel zum Kontakt geregelte Gneisschollen. Die Gänge streichen häufiger N 160° E und nur selten im Kristallgranit N 80°-90° E. Das Fallen ist steil. Kornzerfall durch Bewegungen an den Kontakten ist nicht erkennbar. Die Korngrößen schwanken von Gang zu Gang. Meist ist keine Regelung der Bestandteile zu erkennen, aber bei Pilmersreuth zeigen grössere Biotitschuppen eine hervorragende parallelfächige Textur. An dieser Stelle ist die Farbe des Granites rötlich, während sonst eine grau-weiße Farbe herrschend ist. Die Körner sind homogen verteilt. Nur Turmaline bilden dünne Schnüre, die das Gestein durchziehen. Südlich von Pilmersreuth bilden die Turmaline grosse Sonnen, deren Durchmesser bis zu 10 cm erreichen; die Flächen dieser Sonnen streichen N 170° E. An der gleichen Stelle durchsetzt ein feinkörniger Granit den normalkörnigen.

#### Der Mineralbestand der normalen und sauren Ganggranite

Mikroclin, Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskowit, Turmalin, Apatit, Zirkon, Granat, Sillimanit, Erz.

Der durchschnittliche Wert der Schliffmessungen:

|             |       |
|-------------|-------|
| Mikroclin   | 36,0% |
| Plagioklas  | 19,0% |
| Quarz       | 35,5% |
| Biotit      | 2,3%  |
| Muskowit    | 6,8%  |
| Akzessorien | 0,4%  |

Mikroclin ist selten hypidiomorph. Oft bildet er xenomorphe Körner. Von einer hervorragenden Gitterlamellierung bis einer submikroskopisch verwaschenen sind alle Übergänge zu beobachten. Die Ränder gegen den Plagioklas und den Biotit sind nicht gerade. Durch Quarz wird Mikroclin sehr selten gerade begrenzt, gelegentlich konkav. Von Quarz wird der Mikroclin verdrängt. Andererseits kommen gerundete Quarztropfen oft in ihm vor. Spindelperthite treten auf, sind aber völlig

in Serizit umgewandelt. Ausserdem enthält Mikrokin lappige Plagioklaseinschlüsse, welche sehr gut nach dem Albitgesetz verzwillingt sind. An der Grenze Mikrokin/Mikrokin wurden nirgends Wechselsäume beobachtet. Meist ist eine Umwandlung in Serizit zu sehen. Durch die mechanische Beanspruchung ist manchmal eine anomale Vergitterung und dadurch eine Felderteilung zustande gekommen. Ein Schliff von Blatt Falkenberg bei Stein zeigt Mikrokin in idiomorphen Kristallen, die nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Diese Individuen enthalten Muskowitschuppen, welche parallel zur (010)-Spaltbarkeit des Mikrokins orientiert sind.

Der Plagioklas bildet idiomorphe bis hypidiomorphe Körner oder unregelmässig begrenzte lappige Körner. Der Chemismus reicht von 8-11% An. Die Verzwillingung nach Albit- und Karlsbader-Gesetz ist die übliche. Ein schwach oszillierender Zonarbau ist nur selten zu sehen. Plagioklas wird von Mikrokin verdrängt, dadurch ist er häufig von diesem zerteilt. Solche zerstückelten Lappen liegen im Mikrokin. Eine kräftige Serizitisierung befällt die Körner von der Mitte aus. Gegen Mikrokin sind die Ränder unscharf und der Chemismus wird sauer. Auch gerundete Quarztropfen werden von Plagioklasen eingeschlossen.

Quarz erfüllt Zwickel und Zwischenräume der Feldspäte. Da er das letztausgeschiedene Mineral ist, greift er die übrigen Bestandteile an. Die zuerst idiomorph gebildeten Feldspäte werden korrodiert. Der Quarz enthält auch selbst Feldspateinschlüsse. Durch mechanische Beanspruchung wird der Quarz häufig von Rissen durchzogen, die parallel zueinander verlaufen.

Biotit hat einen Pleochroismus von dunkelbraun bis hellgelblich braun. Er bildet zerlappte Scheiter. Die Grenzen der Scheiter sind parallel der Basis meist eben, jedoch senkrecht zu dieser zerlappt und gezähnt. Die Zirkone verursachen in ihm pleochroitische Höfe. Biotit ist meist mit Muskowit vergesellschaftet. Die Grenzen zwischen den beiden Glimmern sind sehr scharf.

Muskowit bildet selten hypidiomorphe Tafeln, sondern meist zerlappte Scheiter. Die Entstehung der Muskowite ist auf hydrothermale Umsetzungen zurückzuführen.

Andalusit ist ziemlich selten. Er ist mechanisch zerbrochen und kommt in kleinen lappigen Scheitern vor, die von Muskowiten umschlungen werden. Ein hellrötlicher Pleochroismus ist für Andalusit charakteristisch. Dieser rötliche Ton ist nicht überall gleich verteilt. Die fleckige Verteilung der rötlichen Farbe entsprechend verschiedenem Fe-Gehalt. Sillimanit kommt selten vor. Er liegt als Einschluss in Biotit oder frei in der Grundmasse. Die zwischen Schönficht und Beidl liegenden Gänge führen Turmalin. Turmalin bildet entweder idiomorphe trigonale Säulen oder ist xenomorph zerlappt. Granat kommt nur bei Iglersreuth auf Blatt Tirschenreuth vor. Er ist blass gefärbt. Von seiner idiomorphen Form ist nichts mehr zu sehen. Er liegt im Plagioklas und ist mehrfach zerstückelt. Der hier beschriebene

Granat ist als metamorpher Fremdling aufzufassen. Er wurde aus dem Mineralbestand des Gneises in den Granit übernommen. Auf Stoffaufnahme weisen hier auch die "Antiperthite" hin, die normalerweise im Granit fehlen.

In diesem Schluff sind die Plagioklase sehr trüb und die Zwillingslamellen sind ziemlich schmal und scharf begrenzt und enthalten Antiperthite. Mikrokline haben keine deutliche Gitterlamellierung. Die Biotite sind in feinschuppigen Glimmer übergegangen.

### Aplite

Auf Blatt Falkenberg 30 m nördlich von der Krieger Mühle wurde ein Aplit-Butzen im Granit gefunden. Die Bestandteile dieses Aplites zeigen keine eigenen Formen. Kali-Feldspäte und Plagioklase sind in feinschuppigen Hellglimmer übergegangen und zerbrochen. Die Muskowite sind an ihren Rändern korrodiert und zerlappt. Quarz greift wieder die übrigen Bestandteile an und findet sich als tropfenförmiger Einschluss in den Feldspäten. Kleine gerundete Apatitkörner kommen auch vor. Aplite treten in diesem Granit nicht als Gänge auf, die sich an der Oberfläche verfolgen liessen. Es sind ein paar Meter lange und wenige Dezimeter breite Füllungen, welche mit sehr scharfen Grenzen an Kristall-Granit angrenzen. Eine solche Füllung, die hier zu nennen ist, kommt auf Blatt Tirschenreuth 1 km südlich von Dürnkönreuth an einem Hohlwegeschnitt vor. Es handelt sich hier um 2 voneinander getrennte Gängchen. Das eine ist 30 cm mächtig und 4 m lang. Es streicht N 155° E und fällt 30° NE.

Das andere Gängchen mit gleichem Streichen und Fallen liegt 5-6 m weiter nach Norden. Die Kontakte sind scharf und durchschneiden die Kali-Feldspatensprenglinge des angrenzenden Granites.

Ein anderer schwächiger Gang tritt an der Bahn nördlich von Liebenstein auf. Er ist ca. 15 cm mächtig.

### Mineralbestandteile der Aplite

Mikroclin, Plagioklas, Quarz, Muskowit.

Mikroclin bildet zerlappte Körner. Er zeigt gute Gitterlamellierung. Die Grenzen zu den Nachbarkörnern sind nicht scharf und nicht gerade. Mikroclin liegt als Einschluss im Quarz.

Perthit-Lamellen sind zwar entwickelt, zeigen aber keine deutliche Albit-Lamellierung. Plagioklas tritt sehr stark zurück. Er ist hypidiomorph bis xenomorph. Er zeigt enge und scharf aneinander gegrenzte Albit-Lamellierung. Quarze sind derbe Körner. Sie füllen die Zwickel und greifen die anderen Bestandteile an. Muskowit liegt in lappigen Scheitern vor. Seine Ränder umgreifen die Nachbarkörner. Ein kleines Gängchen, das auf Blatt Tirschenreuth bei Thännersreuth vorkommt, enthält Turmalinkörner.

Eine Vergreisung knüpft an die Ganggranite an. Es handelt sich hier um spätere pneumatolytische bis hydrothermale Lösungen, die die ehemaligen Ganggranite stellenweise verändert haben. Ein solcher vergreister Ganggranit tritt 750 m südlich von Pilmersreuth auf Blatt Tirschenreuth zutage. Das Gestein ist mit seinen hellen Farben und schimmernden Muskowitschuppen charakteristisch. Biotit ist restlos in Muskowit umgewandelt. Dieser bildet grössere zerlappte Scheiter. Die Lösungen, die die Vergreisung verursachten, haben die Feldspäte angegriffen und aufgezehrt. Dabei ist Quarz + Muskowit neugebildet worden. Aus diesem Grund tritt Kali-Feldspat sehr zurück. Er ist nur noch in Relikten vorhanden und zeigt eine trübe Färbung. Albite haben selten idiomorphe Form. Sie sind mehr zerstückelt. Quarz löscht undulös aus. Es sind trübe Körner. Diese trübe Beschaffenheit wird durch winzige Gasblasen oder andere submikroskopische dunklere Einschlüsse hervorgerufen. Apatit ist meist an Muskowite geknüpft, die ja früher zum Teil als Biotite vorlagen. Eine trübe Farbe ist auch bei ihm zu sehen. Durch mechanische Beanspruchung ist er zerbrochen.

### Die Pegmatite

Bei der Kartierung habe ich versucht, die kleinen Gänge auch mit etwas übertriebenem Masstab in die Karte einzutragen. Bei den Beobachtungen hat es sich herausgestellt, dass 3 verschiedene Arten von Vorkommen der Pegmatite zu unterscheiden sind.

1. Pegmatitgänge, die im moldanubischen Gneiskomplex aufsitzen. Zu dieser Gruppe sind zu zählen: der Gang 1 km nordwestlich von Schwarzenbach. Dieser Gang streicht N 160° E und ist 8 m breit. Trotz der dickeren Überdeckung ist er fast 800 m verfolgbar. Er geht stellenweise in Ganggranit über. Der zweitwichtigste Gang liegt bei Mühlbühl unmittelbar bei Tirschenreuth an der Mühlbühlstrasse. Er streicht in einem Hausgarten ca. E-W, fällt flach nach S und ist 2 m breit. Nach Osten wird er schmaler. Das untere Salband ist aplitisch. Ein dritter Gang kommt 200 m von Honnersreuth vor. Er ist 30 cm mächtig und streicht N 40° E und fällt 60° NW.
2. Pegmatitgänge, die im Kristall-Granit vorkommen und meist an Ganggranite gebunden sind. Das Verteilungsgebiet dieser Pegmatite deckt sich mit dem der Ganggranite, jedoch kommen die Pegmatite nur auf Blatt Falkenberg zwischen Schönficht und S von Beidl häufiger vor.
3. Pegmatitschlieren, die nur in Ganggraniten vorkommen. Sie zeigen keine bevorzugte Richtung, ebenso besitzen sie keine scharfe Grenze gegen den Ganggranit. Sie bilden grobkörnige Kristallaggregate in der feinkörnigen Ganggranitmasse.

Der primäre Bestand der Pegmatite ist: Kali-Feldspat und Quarz. Zwischen Schönficht und Beidl kommt Turmalin hinzu. Hier sind grössere Mikroklin-Quarz-Verwachsungen mit idiomorphen trigonalen Turmalin-Säulen belegt, ebenso auch reine Quarzblöcke. Unter dem Mikroskop zeigt der Mikroklin trübe Körner. Diese enthalten gut orientierte Perthitbänder und grössere Plagioklaseinschlüsse. Der Mikroklin wird von Muskowit verdrängt. Albit steht an der Grenze der pegmatitischen-pneumatolytischen Phase. Wie makroskopisch zu sehen ist, dringt der Quarz in den Mikroklin ein. Die Albite sind Schachbrett-Albite. Sie sind durch Verdrängung von Kali-Feldspat entstanden. GÜMBEL gibt an, dass in diesen Pegmatiten Beryll, Triplit, Rauchtöps und Columbit gefunden worden ist. Besonders betont er, dass der Sägmühler Pegmatitgang wunderschöne Beryll-Kristalle enthält. Leider konnte ich von diesem Pegmatitgang nur noch grobe Quarzstücke finden. Er ist zur Zeit nirgends aufgeschlossen. Die Angaben GÜMBELS sind sicher zutreffend, denn in den gleichartigen Pegmatiten von Wildenau-Plössberg, südlich des Blatt-randes treten die genannten Mineralien ebenfalls auf.

Als letzte Ausscheidungsprodukte der wässrigen Lösungen kommen die hydrothermalen Quarzgänge vor. Sie durchsetzen die Ganggranite in verschiedenen Richtungen, streichen aber ca. E-W.

Pfahlquarzgänge bestehen aus feinkörnigem bis dichtem Quarz, in dem man manchmal mehrere Generationen unterscheiden kann. Die älteste Generation ist häufig durch etwas Roteisen rötlich gefärbt, in Schollen zerbrochen und durch jüngere weisse Quarzschnüre wieder verkittet. Häufig finden sich im Pfahlquarz hydrothermal veränderte Einschlüsse des Nebengesteins.

### Amphibolite

Das wichtigste Amphibolitvorkommen tritt auf Blatt Tirschenreuth nördlich von Liebenstein in einem Hohlweg auf. Die "S"-Fläche streicht N 165° E und fällt 85° SW, die B-Achse streicht N 125° E, taucht 65° NW. Ein Quarzgang, der 15 cm mächtig ist, durchsetzt den Amphibolit. Er streicht N 130° E und fällt 75° SW.

Mineralbestand der Amphibolite: Gemeine grüne Hornblende, Diopsid, Plagioklas, Apatit, Titanit, Prehnit, Chlorit, Biotit, Pennin. Gemeine grüne Hornblende zeigt einen Pleochroismus von dunkelgrünblau bis hellgrün-gelb. Neben hervorragend idiomorph ausgebildeten Kristallen kommen auch zerlappte Scheiter vor. Die Auslöschungsschiefe  $c/\gamma$  beträgt 18°. 2 V um  $\gamma$  beträgt 76°. Die Hornblendensind gut geregelt. Die Diopside haben selten idiomorphe Form. Sie bilden zerlappte Körner. Die Auslöschungsschiefe  $c/\gamma$  beträgt 44°. Der Diopsid verdrängt die Hornblende. Einmal schwimmen tropfenartige Einschlüsse von Hornblendens in Diopsiden, ein anderes Mal finden sich kleine Diopsidwarzen an und in Hornblendens. Sonst

bilden die Diopside Korngruppen; die einzelnen Körner liegen dabei nebeneinander. Sie sind an etwas gröber kristalline, plagioklasreiche Bänder geknüpft und scheinen erst bei einer Durchwärmung des Amphibolits neugebildet zu sein. Die "Bänderung" der Amphibolite ist ähnlich entstanden wie die Bänderung migmatischer Gneise, nicht als Erbe einer alten sedimentären Schichtung, sondern durch metamorphe Differentiation während der Durchbewegung und diese überdauernd.

Apatit erscheint in grösseren rundlichen Körnern. Titanite sitzen als kleinere Körner in Hornblenden. Für die Entstehung des Titanits gibt es verschiedene Möglichkeiten. 1.) Es war früher eine Ti- und Ca-reichere Hornblende vorhanden. 2.) Ti und Ca waren ursprünglich in einem Pyroxen gebunden und wurden bei der Umwandlung des Pyroxens in Hornblende freigesetzt. 3.) Das Titan lag ursprünglich in Form von Titaneisen vor. Die gebänderten Diopsid-Amphibolite aus meinem Arbeitsgebiet besitzen engste Verwandtschaft zu den gebänderten Amphiboliten von Blatt Neustadt und Waldthurn, die an zahlreichen Stellen verknüpft sind sowohl mit Ultrabasiten wie auch mit Flaserabbros, so dass für einen guten Teil von ihnen die Ableitung von basischen Tiefengesteinen wahrscheinlich ist. Aus diesen Gründen kann man die dritte Möglichkeit, dass der Titanit aus Titaneisen hervorgegangen ist, vorziehen.

Chlorite bilden sich auf Bewegungs-Bahnen. Wo solche Chloritzüge auftreten, wird die Farbe der angrenzenden Hornblenden heller. Oft schwimmen Relikte von Hornblenden in Chlorit. Biotite durchspinnen die Amphibolite. Mit ihnen sind auch Plagioklase und Diopside vergesellschaftet. Ein Teil der Biotite ist chloritisiert. Diese neugebildeten Chlorite haben (-) Zonencharakter (Pennin).

Prehnit durchsetzt das Gestein als schmale Schnürchen. Durch mechanische Beanspruchung ist er zerbrochen. Mehrere Querrisse durchsetzen ihn. Eine Probe, die 1 km südlich von Liebenstein stammt, zeigt, dass Hornblende an der Diopsid-Grenze eine kräftig bläulich-grüne Farbe aufweist. Diese Hornblenden zeigen eine Auslöschungsschiefe  $c/720^{\circ}$ . Die Diopside reichern sich an der Grenze von grobkristallinen Bändern gegen den normalen Amphibolit an. Sie scheinen hier zunächst die Hornblende zu verdrängen. Aber die Diopside sind später sehr weitgehend uralitisiert. Die Relikte von Diopsid schwimmen in diesen wirren Uralitnadeln.

### Graphit-Quarzite

Ihr Verbreitungsgebiet ist hauptsächlich südlich von Liebenstein bei Erkersreuth. Nirgends sind sie als Anstehendes zu sehen. Mit den Gneis- und Amphibolitbrocken liegen sie als kleinere und grössere Blöcke im Granit. Unter dem Mikroskop ist ein deutliches "S" erkennbar. Mehrere dünnere Quarzschnürchen durchziehen das Gestein, von denen einige sehr intensiv gefaltet sind. Andalusitblastese fällt in hellen grünlichen und rundlichen Körnern in der dunkleren Grundmasse auf.

## Mikroskopische Beschreibung des Graphit-Quarzites

Die Hauptgemengteile sind Quarz und Graphit. Fernerhin treten untergeordnet Turmalin, Rutil, Sillimanit, Kali-Feldspat, Hellglimmer, Biotit, Apatit, Erz auf. Quarze bilden unregelmässige oft verzahnte Körner. Das Gefüge ist rekristallisiert. Nur untergeordnet erscheinen undulöse Auslöschungen, die auf jüngere Beanspruchung zurückgehen. Es sind fast bei jedem Schliff zwei verschiedene Grössen von Quarz zu unterscheiden: Die kleineren Körner sind sehr dicht mit Graphit-Schuppen belegt. Sie sind nicht mechanisch beansprucht. Dagegen enthalten die grösseren nur sehr spärlich Graphit oder sie sind frei von Graphit. Diese grösseren Quarzkörner zeigen mitunter undulöse Auslöschung oder rupturelle Zerbrechung und bilden Quarzzeilen. Diese Quarzzeilen zeigen Verbiegungen oder enge Faltungen. Daraus ergibt sich zwangsläufig, dass die Deformation dieser Quarzite "prä- bis parakristallin" ist, d. h. das Quarzgefüge ist fast ganz rekristallisiert. Das Gefüge zeigt eine eben noch erkennbare Bevorzugung der Lage der Q-C-Achsen parallel S. Graphitschuppen sitzen entweder willkürlich in Quarzkörnern oder begleiten sie. Sehr selten ist eine homogene Verteilung von Graphit zu sehen. Die Graphite zeigen deutliche tektonische Prägung. Sie sind in Bewegungszonen angereichert.

Turmalin ist ne. blassgrün nw olivgrün. Infolge der tektonischen Durchbewegung ist er in kleine eckige Körner zerteilt.

Rutil findet sich in rundlichen Körnern im Inneren des Quarzes als auch randlich an Quarz angelagert.  $\epsilon$  ist strohgelb,  $\omega$  ist braun.

Sillimanit ist sehr selten zu beobachten. Im Schliff 250 kommt er im Quarz als winzige Nadelchen vor. Kali-Feldspäte sind nur als trübe Reste vorhanden. Auch in Kali-Feldspäten kommt zuweilen in feiner Verteilung Graphit vor, was dafür spricht, dass der Kali-Feldspat erst blastisch bei der Metamorphose entstand. Apatite sind kleine rundliche Körner. Im Schliff 250 kommen sie häufiger vor, sind aber dann in dünneren Schnüren angeordnet. Sie leiten sich wohl von einem organischen P-Gehalt des Sediments ab. Hellglimmer kommt in jedem Schliff vor. Manchmal haben die Hellglimmer einen grüngelblichen Farbstich. Solche Glimmer zeigen eine Auslöschungsschiefe  $\frac{\gamma}{c} 40^\circ$ . Manchmal sind sie in "S" eingeregelt. Selten sind Biotitnadelchen zu sehen. Die Andalusite sind pseudomorph in Hellglimmer umgewandelt. Die Verglimmerung der Andalusite und die übrigen Hellglimmerschuppen sind erst nach den tektonischen Bewegungen entstanden.

Um die Regelung der Quarze eines Graphit-Quarzites festzustellen, habe ich die Lage der Quarzachsen eines Dünnschliffes senkrecht zum makroskopisch sichtbaren B auf dem U-Tisch eingemessen und ins Wulffsche Netz eingetragen. Das Regelungsbild ist zwar sehr verschwommen aber es lässt sich deuten als ein gespaltener a-c-Gürtel, dessen maximale Besetzung einen Winkelabstand von etwa  $40^\circ$  von a bzw. von c aufweist. Es ist kaum ein Zufall, dass ein gewisser Hof um den

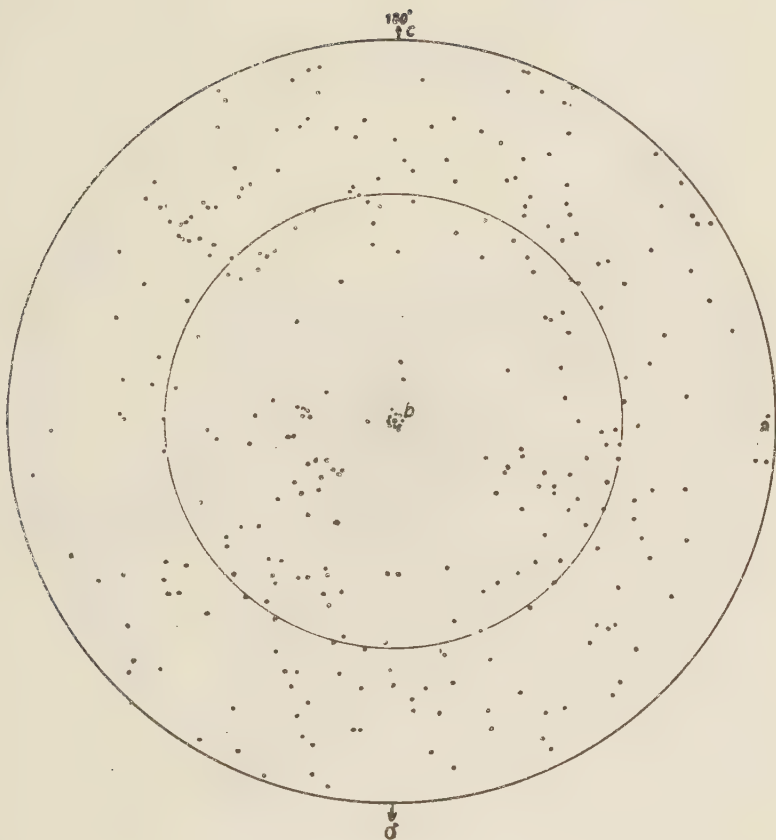
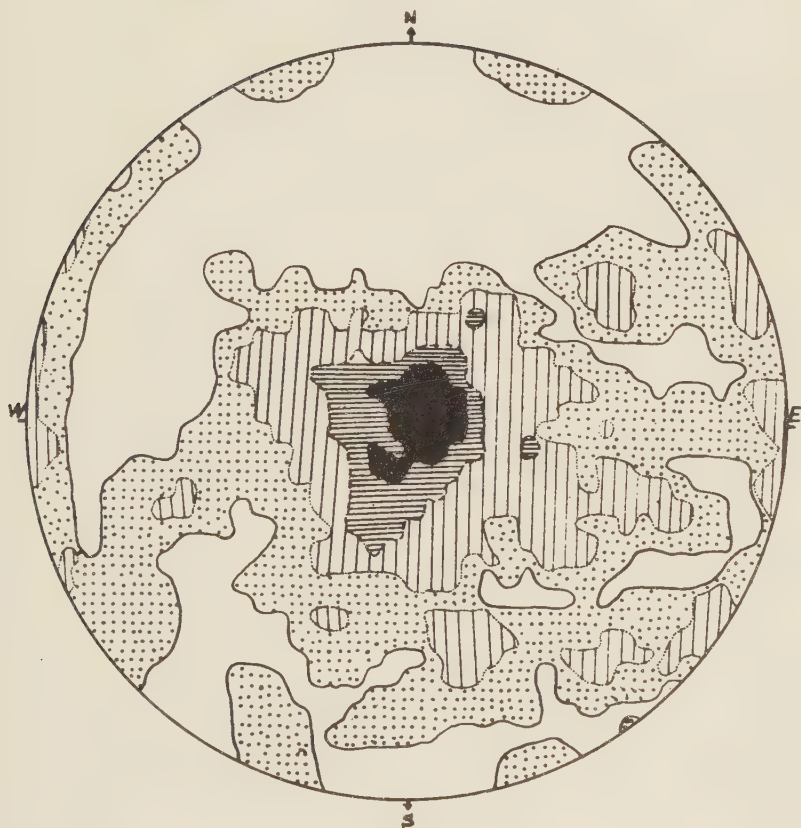


Abb. 7 Quarz c-Achsen im Graphitquarzit von Erkersreuth

Im Diagramm eingezeichnet ein Kleinkreis mit  $50^\circ$  Abstand von B.



Belegungsdichte: 1.2 - 4.2 - 6.6 - 10.8%



**Abb. 8** Verteilung der Pole von (010) der K-Feldspäte  
im Falkenberger Granit



Durchstichpunkt der B-Achse an Quarzachsen stark verarmt erscheint, ebenso auch, dass die Aussenperipherie des Netzes, die mit der a-c-Ebene des Gesteins zusammenfällt, deutlich unterbesetzt ist. Die Hauptzahl der Quarzachsen tritt in einem verwaschenen Kleinkreisgürtel mit ca.  $50^\circ$  Abstand von B und  $40^\circ$  Abstand von a und c auf. Würde man das Diagramm um  $90^\circ$  rotieren, so dass a ins Zentrum des Netzes zu liegen käme, so würden wir das Bild eines gespaltenen "a-c-Gürtels" vor uns haben, dessen maximale Besetzung einen Winkelabstand von etwa  $40^\circ$  von a-c besitzt. Solche gespaltene a-c-Gürtel sind in B-Tektoniten in Quarzgefügen nicht selten. Das Quarzgefüge ist insoweit mit dem makroskopisch beobachteten Gefüge in Einklang. Was sich allerdings so nicht deuten lässt, das ist die relative Anreicherung von Quarzachsen unmittelbar in B. Man könnte hier vielleicht daran denken, dass die Wegsamkeit im Gefüge parallel B bei der thermischen Rekristallisation das Wachstum kleiner Keime mit c parallel B begünstigte.

Ich halte es für möglich, dass die Graphit-Quarzite und Amphibolite eingesunkene Schollen des ursprünglichen Daches darstellen. Es scheint mir dies sogar wahrscheinlicher, als dass sie im Magma aufgeschwommene Schollen der Unterlage sein sollen. Es ist ja die gesamte "Mulde" mit Amphibolit + Gneis + Graphit-Quarzit zwischen dem Leuchtenberger und Flossenbürger Massiv nichts anderes als ein tiefes eingemuldetes Dach des Falkenberger Massives. Die Abschnürung des Flossenbürger Massivs vom Falkenberger im Gebiet von Plössberg beruht nur auf einer NE streichenden Einwalmung des Massivdaches. Es scheint also durchaus vorstellbar, dass wenig weiter nördlich das Dach nochmals bis an die heutige Landoberfläche heruntersteigt. Die Vergesellschaftung Amphibolit + Graphit-Quarzit ist bereits auf Blatt Neustadt sehr eng und nichts besonders Überraschendes. Trotz dieser Ableitung wäre es durchaus möglich, dass die Graphit-Quarz-Brocken und Amphibolite als echte Einschlüsse im Granit schwimmen. Der Granit hat sein Dach auf allerlei Klüften gangförmig durchsetzt und sicher eine Unmenge Schollen vom Dach losgebrochen und in sich aufgenommen. Dies wird durch die Aufschlüsse in der grossen Ziegelei am N-Rand von Blatt Waldthurn in hervorragender Weise gezeigt. Auch Dr. VOLL (1955) hat feststellen müssen, dass in seinem Arbeitsgebiet quadratkilometergrosse Flächen im Granit-Massiv von Amphiboliteinschlüssen wimmeln.

### Die Tektonik des Falkenberger Granit-Massives

Ich habe die Pole der (010) Flächen von Kalifeldspäten im Falkenberger Massiv vermessen in einer grossen Zahl von verschiedenen Aufschlüssen. Summiert man alle diese Pole in einem Sammeldiagramm nach dem von W. SCHMIDT eingeführten Verfahren, so erscheint ein starkes Maximum in der Mitte des Diagramms, was einer flachen Lagerung der (010)-Flächen entspricht. Ferner erscheint in einem solchen Diagramm ein deutliches Übergewicht der Polpunkte im SE-Quadranten, was einem vorherrschenden Einfallen der Flächen der Feldspäte nach NW (bis W)

entspricht. Das Dach sinkt also im Falkenberger Granit-Massiv im wesentlichen nach NW zu ab. Wie man aus dem geologischen Verband weiss, ist das Dach wenig südlicher auf Blatt Neustadt, Flossenbürg usw. nach Süden geneigt. Es ergibt sich hieraus, dass in dem Falkenberger Raum eine Scheitelung des Massives vorliegen muss, was auch mit den übrigen Beobachtungen gut harmonisiert. Die in Schläuchen vorkommenden Kali-Feldspat-Einsprenglinge des Falkenberger Granit-Massives besitzen zwei verschiedene Richtungen:

1. Die Feldspäte, welche N  $160^{\circ}$  E streichen, sind herrschend und diese Regelung ist für die steil stehenden Feldspäte die Haupttrichtung.
2. Eine N  $60^{\circ}$ - $90^{\circ}$  E streichende zweite Regelung für solche steile Kali-Feldspäte ist auch zu beobachten. Diese ist die zweitwichtigste Regelung der steilstehenden Feldspäte.

Das Falkenberger Massiv mit seinen zwei Ausläufern streicht N  $160^{\circ}$  E, also "steil herzynisch". Das gesamte Massiv besteht nicht aus einem einheitlichen Schild, sondern es stellt eine grosse Zahl nebeneinander stehender pilzförmiger Wölbungen dar, deren Längsachsen auch N  $160^{\circ}$  E streichen.

Die Ganggranite, die im moldanubischen Gneis auftauchen, streichen N  $160^{\circ}$  E und diejenigen, welche den Falkenberger Granit durchsetzen, streichen z. T. N  $160^{\circ}$  E z. T. ca. E-W.

Von einer Granit-Wölbung in der Nähe von Hohenwald wurden die S-Flächen (Breit-Tafel-Flächen der Feldspäte) von 74 Feldspäten und 129 Feldspat-C-Achsen gemessen. Die C-Achsen und die S-Flächen-Pole wurden getrennt in je ein Netz eingetragen. Das C-Achsen-Diagramm zeigt ein zweigeteiltes Maximum mit N  $80^{\circ}$ - $90^{\circ}$  E bzw. N  $55^{\circ}$ - $65^{\circ}$  E Streichen und schwachem Eintauchen nach W bzw. WSW. Ein zweites, schwächeres Maximum entspricht NS Streichen und horizontaler Lage. Die übrigen Werte belegen einen Gürtel etwa um den Mittelpunkt. Das S-Flächen-Diagramm zeigt ein einfaches Maximum bei etwa N-S Streichen und schwachem W Fallen.

Von Herrn Prof. FISCHER wurden an benachbarter Stelle die Streichrichtungen der längsten Durchmesser (c-Achsen) von 100 flachliegenden Feldspattafeln eingemessen. Das aus diesen Messungen gewonnene Diagramm zeigt eine deutliche lineare Regelung mit einem breiten zwischen N  $30^{\circ}$  E und N  $110^{\circ}$  E liegenden und zwischen N  $60^{\circ}$  E und N  $70^{\circ}$  E gipfelnden Hauptmaximum. Ein schwächer besetztes Nebenmaximum liegt zwischen N  $130^{\circ}$  E und N  $160^{\circ}$  E. Da es etwa senkrecht auf dem Hauptmaximum steht, könnte man es als Ausdruck einer B senkrecht B Regelung im Sinne SANDERS auffassen.

Aus diesen in den Diagrammen niedergelegten Messungen ergibt sich

Belegungsdichte: 0.8 - 3.2 - 6.4 - 12.8%

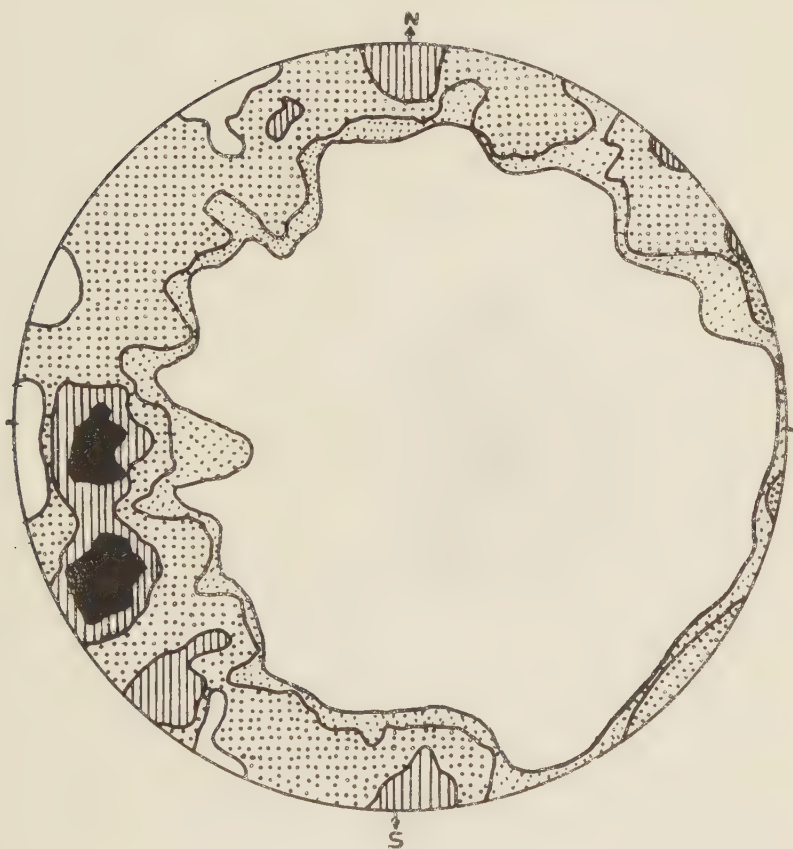


Abb. 9 129-c-Achsen der Kali-Feldspäte des  
Hohenwalder Steinbruches



Belegungsdichte: 2.6 - 5.2 - 10.4 - 20.8 - 33.8%

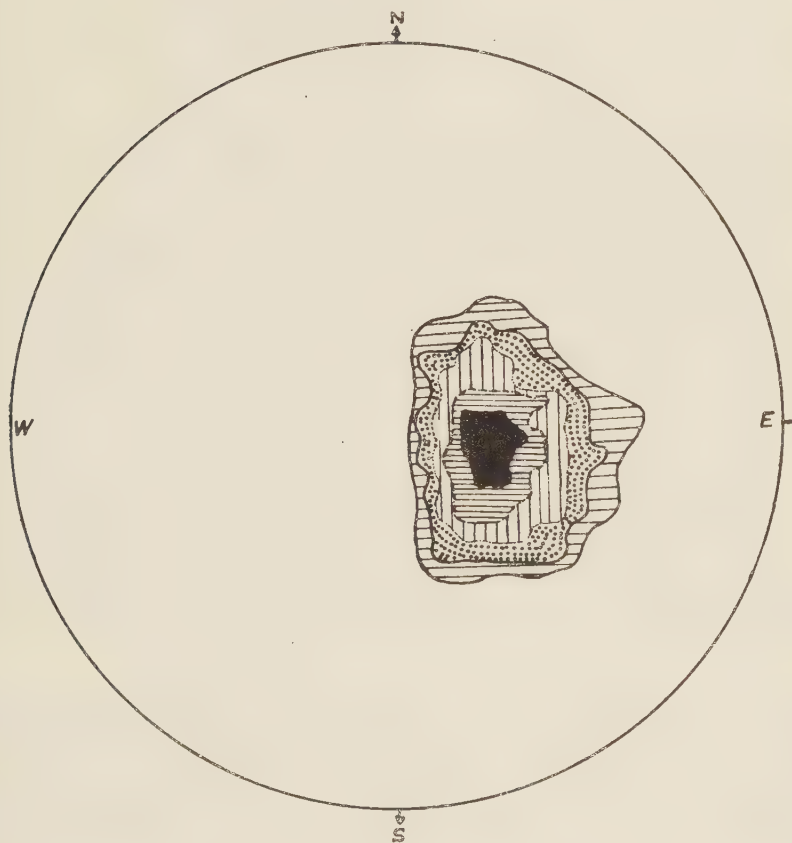


Abb. 10 74 (010) -Flächen-Pole (S-Fläche) der Kali-Feldspäte  
des Hohenwalder Steinbruches



1. eine Bestätigung, dass hier die Feldspäte überwiegend flach liegen bzw.  $20^{\circ}$  nach W einfallen,
2. dass nicht nur eine flächige Regelung vorliegt, sondern dass daneben auch die längsten Durchmesser dieser Tafeln innerhalb der Fläche linear geregelt sind, und zwar vorzugsweise ENE bis NE streichend,
3. dass mit dieser Hauptregelung untergeordnet andere interferieren (NNW und NS).

### Die Klüfte des Falkenberger Kristall-Granites

Die Klüfte im Falkenberger Granit stehen steil. Eine Schar streicht N  $130^{\circ}$  E und fällt  $80^{\circ}$ - $90^{\circ}$  SW. Eine zweite Schar streicht fast senkrecht dazu, nämlich N  $30^{\circ}$  E und fällt  $80^{\circ}$ - $90^{\circ}$  NW. Die letztgenannten Klüfte, die auf der flachen Lage des "S" der Kali-Feldspäte senkrecht stehen, entsprechen den Q-Klüften. An anderen Stellen des Falkenberger Granit-Massives, z.B. im Liebensteiner Steinbruch, streicht das örtliche B der Feldspäte N  $25^{\circ}$  E und taucht flach mit  $5^{\circ}$  SW. Hier herrscht die Kluft-Schar mit N  $125^{\circ}$  E Streichen und  $85^{\circ}$  NE Fallen vor. Ich kann also in meinem Falkenberger Granit-Massiv von einem B senkrecht B' Gefüge sprechen im Sinne von Bruno SANDER.

### Die Deutung des Falkenberger Granites

Das Massiv schneidet seinen Rahmen in der N  $160^{\circ}$  E streichenden Richtung ab. Die Kontakte sind scharf, diskordant und mit Schollenbildungen verknüpft. Es durchschneidet den moldanubischen Gneis, der ein präkambrisches Alter hat. Der Falkenberger Granit ist mit den Graniten des Saxothuringikums im Fichtelgebirge altersgleich. Höchstwahrscheinlich fand seine Intrusion in der sudetischen Phase statt.

Die Kristallisationsfolge des Falkenberger Granit-Massives ist folgende. Aus dem Magma ist zuerst Zirkon, dann Biotit ausgeschieden worden. Gleichzeitig mit dem Biotit fing der Apatit an auszukristallisieren. Aber die Kristallisation des Biotites hat die des Apatites überdauert. Dabei konnte man beobachten, dass bei der Endphase der Biotitkristallisation sich noch Zirkonkeime bildeten und dass diese sich auf einer bestimmten Zone des Biotites eingeordnet haben. Der Plagioklas umschließt meist den Biotit und verdrängt ihn zum Teil. Der Plagioklas ist idiomorph. Er ist nur dort allotriomorph, wo er einem Nachbarn begegnete oder von Kali-Feldspat angegriffen wurde. Die Kali-Feldspat-Kristallisation begann bereits früh, setzte sich aber über das Ende der Plagioklaskristallisation fort. Die Quarz-Kristallisation begann ebenfalls bereits während der Plagioklas-Kristallisation, setzt sich aber noch über das Ende der Kali-Feldspat-Kristallisation fort. Der Quarz füllt deshalb auch die Zwickel. Perthitlamellen sind erst ausgeschieden worden, nachdem der ganze Kali-Feldspat bereits ausgebildet war. Muskowite bildeten sich durch späteren Lösungsumsatz auf Kosten des Kali-Feldspates. Die Umwandlungen von Biotit in Chlorit sowie Rutilnadelchen und Titaneisenbildungen in Biotit sind

zum Teil erst während späterer tektonischer Bewegungen zustande gekommen, zum anderen Teil wurde Titaneisen auch schon bei der Resorption von Biotit in einem späteren Akt der Erstarrung ausgeschieden.

### Die Entstehung des Falkenberger Granit-Massives

Die Frage nach der Entstehung der Granite ist nicht neu. Seitdem die Geologen sich mit der Gesteinslehre befassen, erhebt sich immer wieder diese Frage. Sie wird in verschiedener Weise beantwortet:

1. Nach der älteren Auffassung, wie sie bei ROSENBUSCH vertreten ist, soll der Granit aus einem selbständigen Magma hervorgegangen sein.
2. Viele Autoren meinen, der Granit sei gar nicht oder nur zum Teil ein primär-magmatisches Gestein, sondern verflüssigte und wieder verfestigte sialische Erdkruste, so z.B. R. A. DALY.
3. Manche französische Geologen, wie z.B. RAGUIN, ebenso POUBAULT in Nancy behaupten, dass Granite durch diffusiven Stoffaustausch bei langer Temperung im Festen aus beliebigen älteren Gesteinen entstehe.
4. NIGGLI und BOWEN vertreten die Meinung, dass die Granite durch magmatische Differentiation aus basischem Magma entstanden sind.
5. Ferner ist STILLE der Meinung, dass die Granite aus wiederverflüssigtem Sial im Verfolg tektonischer Versenkung von Sial-Streifen bei Orogenesen entstanden sind.

Es ist wohl zu unterscheiden zwischen der Herkunft des Granites

- a) als Differentiationsprodukt von basischem Magma,
  - b) als syntektische Schmelze zwischen basischem Magma und Sial,
  - c) als wiederverflüssigtes Sial auf der einen Seite
- und der Frage, ob der Granit als Schmelze bzw. Schmelzbrei seinen gegenwärtigen Ort erreicht hat, oder ob an Ort und Stelle eine metasomatische Umwandlung fester Gesteine durch Stoffzufuhr und Temperung erfolgt ist.

Dass der Falkenberger Granit seinen gegenwärtigen Raum als Schmelze bzw. Schmelzbrei mit darin schwimmenden Feldspäten usw. erreicht hat, ist sicher.

Zum Beweis sind folgende Erscheinungen anzugeben:

1. Die gesetzmässige Kristallisationsfolge im Gestein mit
  - a) Zonarbau der Plagioklase
  - b) Anlagerung der jeweils kleineren Kristallite an die Wachstumsfronten grösserer Kristalle (z. B. Zirkon und Apatit an Biotit, Plagioklas und Biotit an K-Feldspat).

Belegungsdichte: 0.6 - 1.8 - 4.2 - 4.8%

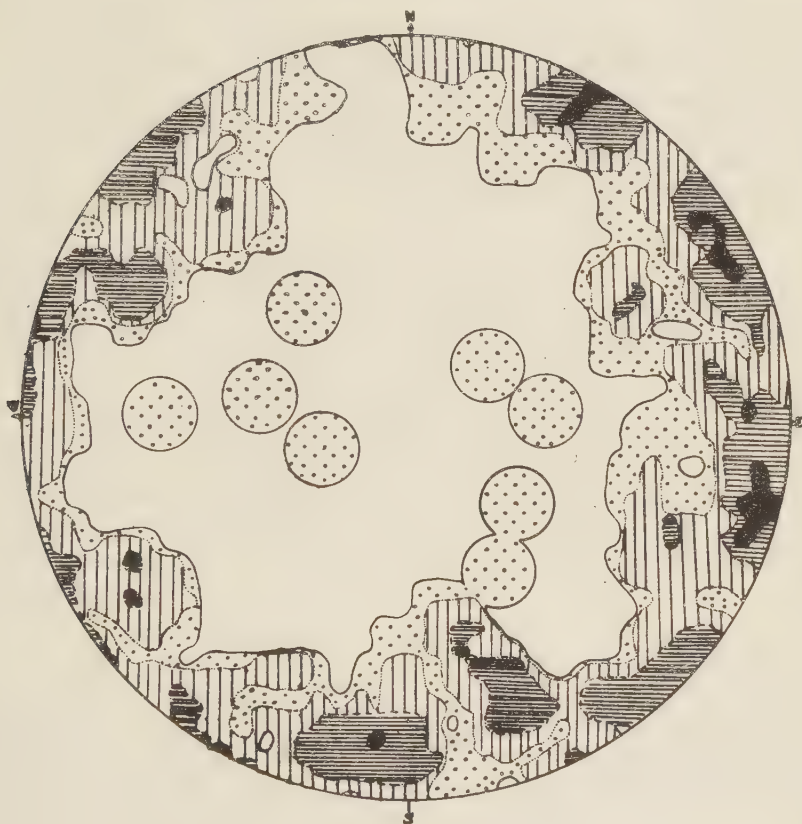


Abb. 11 Kluftdiagramm im Falkenberger Granit



Denn diese Eigenschaften zeigen, dass die Kristallphasen aus einer gemeinsamen Lösung auskristallisiert sein müssen und dass die frühen Kristallbildungen frei beweglich waren in der gemeinsamen Schmelzlösung.

## 2. Das Gefüge des Granits

Es beweist eine deutliche Abhängigkeit von der Raumlage zu den Grenzen des Massivs und damit von der Abkühlungsgeschwindigkeit.

Es ist "geregelt" in einer Weise, die nicht als "Abbildung" älterer geregelter Gefüge kristalliner Schiefer gedeutet werden kann, sondern als Folge turbulenter Strömungen im Magma bei der Erstarrung aufgefasst werden muss.

Diese Strömungen bilden sich auch in der Deformation (und Rekristallisation) der Biotite des Granits ab.

## 3. Der Verband des Granits mit den Nebengesteinen

Der Granit umschliesst zahlreiche Schollen verschiedener Nebengesteine (Amphibolite, Redwitzite, Gneise, Graphitquarzite) und verändert sie in verschieden starkem Ausmass je nach dem Zeitpunkt, an dem die Scholle von Granit umschlossen wurde. Im äussersten Fall werden sie in Biotitputzen umgewandelt. Die Auflösung der festen Nebengesteine in ein Schollenhaufwerk, das von Granitgängen und -adern verkittet wird, ist nur denkbar, wenn der Granit eine viel geringere Festigkeit bzw. innere Reibung besass als die Nebengesteine. Scharfe, diskordante Kontakte mit Gneis zeigen, dass der Granit nicht an Ort und Stelle durch Verflüssigung aus dem Nebengestein entstanden sein kann.

## 4. Pilzartige Form der einzelnen Kuppeln.

Aber diese Beweise sagen natürlich gar nichts darüber aus, wie die Schmelze entstanden ist. Man kann hierzu nur sagen, dass ein Zusammenhang zwischen Granitföderung und den tektonischen Ereignissen der varistischen Gebirgsbildung als sehr wahrscheinlich gelten kann. Aber dies macht keinen der verschiedenen Deutungsversuche über die Granit-Magmen unmöglich.

Wie kann man die Entstehung der steilstehenden Kali-Feldspäte erklären. Es darf angenommen werden, dass die obere Grenzfläche des Massives flach lag. Sie bildete die Abkühlungsfläche des intrudierten Magmas. Durch die Abkühlung wurde die oberste Lage des Magmas dichter und sank in Schlieren ab. Dadurch wurden Konvektionsströmungen ausgelöst. Das heissere Magma tieferer Zonen stieg auf in Konvektionssäulen, d.h. jeweils im Kern mit aufwärts gerichteter Bewegung, während an den Rändern das abgekühlte Material absank.

Das Problem der Einschlüsse von Fremdmaterial in Eruptiven ist ein vielseitiges. Es gibt 1. sichere Fremdeinschlüsse, die auf Grund ihres Mineralbestandes und Gefüges als Fremdgesteine sicher identifiziert werden können, z.B. die

Amphibolitschollen oder die Graphit-Quarzite im Falkenberger Granitmassiv. Mit den dunkleren basischeren Einschlüssen haben sich MILCH, LACROIX und ERDMANNSDÖRFFER eingehend beschäftigt. Man hat ursprünglich geglaubt, sie als lamprophyrische Entmischungen aus dem Magma erklären zu können. Doch haben sich in solchen Putzen öfters Spinelle, Cordierit, Andalusit gefunden. Deshalb konnte man annehmen, dass solche dunkle Putzen stärker umgewandelte Fremdmaterialien sind. Die Einpassung eines Fremdeinschlusses in das Magma vollzieht sich nicht auf dem Wege der "Aufschmelzung" sondern auf dem Weg der Auflösung, die sich entlang den Korngrenzen des älteren Gesteingefüges in das Innere der Scholle vorwärts tastet. Noch bevor die Auflösung des Ganzen erzielt ist, ereignet sich daher die "Disintegration", d.h. das ursprünglich kompakte Gestein löst sich in ein Kornhaufwerk auf, in dessen Porenraum sich Schmelzlösung befindet. Ein solcher Körper hat keine eigene Festigkeit mehr und wird z.B. durch differentielle Strömungen im Magma beliebig deformiert, wie es z.B. im Liebensteiner Bruch der Fall ist, wo solche Einschlüsse zu langen Putzen und Streifenschlieren ausgezogen werden.

Hans CLOOS schreibt (1923), dass R. A. DALY eine Menge ungemein sorgsamer und scharfsinniger Arbeit angewandt hat, um zu beweisen, dass die Schollen tatsächlich schwer genug sind, um in der immerhin zähen und nur wenig leichteren Granitschmelze versinken zu können. H. CLOOS vermeidet eine Erörterung der angewandten Rechnungen, weil ihm die rechnerische Behandlung nicht überzeugend erscheint. Dagegen bevorzugt er die Beobachtung der Aufschlüsse.

Nach seinen Beobachtungen finden sich solche Schollen fast ausschliesslich dicht unter dem Dache der Massive. Das Innere dagegen ist frei davon. Dieselbe Erfahrung, die der Vorstellung eines "ständigen Schollenregens" widerspricht, hat er in fast allen diskordanten Massiven immer wieder gemacht. Dafür stellt er zwei Erklärungen auf: Entweder wurden die Schollen im Innern des Massives rasch aufgelöst oder sie gelangten alsbald in so dünnflüssigen Granit, dass sie rasch untersanken und sich der Beobachtung entzogen. Er betont, dass er keine stark angeschmolzenen Schollen oder Schollenreste in grösserer Entfernung von den Kontakten gefunden hat, um eine der oben genannten Vorstellungen vorzuziehen. Ich habe auf Blatt Tirschenreuth in der Nähe der Bahnhoftestelle von Igliersreuth solche mit Granit durchtränkte Schollen im Kristallgranit gefunden. Es ist mir gelungen, an mehreren Stellen, aber am schönsten im Liebensteiner Granitbruch, bis zu Biotit-Putzen aufgelöste Einschlüsse zu beobachten. Sie waren meist 15-20 cm lang und 7-8 cm dick und lagen  $\pm$  parallel dem S-Gefüge des Granites. Wir dürfen daraus den Schluss ziehen, dass in der Tat die oben geschilderte "Disintegration" der Schollen eintritt und schliesslich die ehemaligen Fremdschollen so fein im Granit verteilt, dass sie unkenntlich werden. Die Ortsstellung der meisten Granitmassive ist tektonisch vorgezeichnet.

Wie steht es damit beim Falkenberger Granit-Massiv?

Das Falkenberger Granit-Massiv kann in seiner grosstektonischen Stellung kaum unabhängig von den übrigen sudetischen Graniten des Raumes betrachtet werden. Es gehört zum Steinwaldgranit wie zu den Fichtelgebirgsgraniten. Letztere finden ihre natürliche Fortsetzung in den Graniten des Vogtlandes und Erzgebirges. Mit ihnen sind auch die Stockgranite des Kaiserwaldes in Böhmen und in der westböhmisches Grabenzone verbunden. Für die Gesamtheit dieser Granite kann unmöglich "eine Störungszone" verantwortlich gemacht werden. Für die erzgebirgischen und vogtländischen Massive liegt es auf der Hand, dass sie in Antiklinalen des erzgebirgischen Baues liegen. Im Fichtelgebirge überschneiden sich sowohl variskische wie steil herzynische Strukturen. Im Falkenberger Massiv beherrschen, wie oben geschildert wurde, steil herzynische Bauelemente das Bild, ohne dass variskische fehlen würden.

Nach H. CLOOS' "Batholitenproblem" ist das Regelungsgefüge des Granites ein statisches Gefüge, hervorgerufen durch Normalspannungen im Massiv. Regelung zeichnet das Gewölbe eines Massives nach. Nur an steilen Kontakten kann die Regelung abhängen von den Grenzflächen. Der Bauplan des inneren Gefüges ist bei CLOOS daher stets grossräumig und einheitlich in einem ganzen Massiv.

Meine Beobachtungen im Falkenberger Granit-Massiv zeigen, dass die Regelung hier keineswegs so einheitlich ist, sondern schon auf kleinstem Raum starke Richtungsänderungen aufweist. Das ist nur erklärbar als Abbildung von Strömungsvorgängen im Magma. Sie bilden nicht statische Spannungen ab, sondern kinematische Vorgänge. Die Möglichkeit, dass die Feldspatregelung im Falkenberger Granit etwa ein früheres Gefüge eines festen Gesteines abbildet, kann ausgeschlossen werden, weil die speziellen Formen der Feldspatregelung im Falkenberger Granit keineswegs verglichen werden können mit dem tektonischen Bau der begleitenden Gneise und Amphibolite. An Stelle sich lang hinziehender Faltenzüge begegnen wir im Granit fingerförmigen Kuppelgewölben, deren Scheitel stets aufwärts weisen. Dass trotz dieser lebhaften durch Strömungen hervorgerufenen Spezialregelung (s. Abb. 3) im grossen gesehen sich vorwaltende Streichrichtungen der Feldspat tafeln herauschälen lassen, spricht dafür, dass diese Strömungen auch noch durch die statischen Spannungen bzw. die Gestalt des Massives beeinflusst worden sind.

H. CLOOS hat über verschiedene Granit-Massive des Bayerischen Waldes gearbeitet. Die Ergebnisse seiner Beobachtungen und Vorstellungen sind folgende:

1. Die grossen plutonischen Massive haben ihren Platz in der umgebenden Kruste nicht durch mechanischen Platztausch physikalisch-chemische Auflösung, sondern durch mechanische Verdrängung gewonnen. Die Massivbildung bedeutet also nicht eine Zustandsänderung vorher vorhandener Gesteine

(Aufschmelzung und Wiederverfestigung), auch nicht einen blossen Stoffaustausch zwischen höheren und tieferen Stockwerken der Kruste (Aufstimmung und Platzaustausch), sondern ein Plus an neuem aus der Tiefe zugeführtem Material. Der Raum für diesen Zuwachs wurde durch Ausweichen nach oben gewonnen. In der Frage der Raumbildung für die Intrusion des Falkenberger Granit-Massives stehe ich im grossen und ganzen auch auf dem CLOOSSchen Standpunkt.

2. Ein solcher Bildungsvorgang wurde bisher nur für kleine und konkordante Massive angenommen, die man als Lakkolithen bezeichnete. Er ist auch auf diskordante und vor allem auf sehr grosse Massive auszudehnen und umfasst einen Teil, wahrscheinlich einen sehr grossen Teil, der sogenannten Batholiten.
3. Die diskordanten, die Schichtung von Dach und Wänden abschneidenden Grenzflächen solcher Massive haben ihre Ursache nicht in einer besonderen zerstörenden Kraft des Granites, sondern in der für den Granit zufälligen, weil ausser ihm liegenden Tatsache, dass die Fuge, die er vorfand und betrat, schon vorher das Nebengestein diskordant durchschnitt.  
CLOOS geht leider in seinen ganzen Beschreibungen nicht auf die Entstehung dieser Klüfte ein.
4. Die Ähnlichkeit mit Lakkolithen geht so weit, dass viele dieser Massive mit ihrem Herd nur durch einen engen meist gangförmigen Kanal verbunden sind und sich von diesem aus auf fremder älterer Unterlage seitlich ausbreiten.

Das Falkenberger Granit-Massiv ist in diesem Sinne einem Lakkolithen vergleichbar. Sein Zentrum liegt bei Falkenberg, weil dort, wie vorne schon gezeigt wurde, ein Scheitel der Hangendgrenzfläche vorhanden sein muss und weil die Pilzkuppeln des Regelungsgefüges zeigen, dass hier Konvektionssäulen in besonderem Mass im Granit auftraten. Nach SE zu gelangt man bei Flossenbürg zum Dach. In erster Linie wird in dieser Richtung die Grösse der Kali-Feldspäte kleiner und das Gestein reicher an leichtflüchtigen Elementen. Ausserdem nenne ich das Falkenberger Granit-Massiv "fremdbürtig". Das heisst, dass der Granit seine ursprüngliche Stelle, wo er entstanden ist, verlassen hat. In Bezug auf den Bildungsort unterscheide ich zwischen "fremdbürtigen" und "ortsbürtigen" Graniten. Die letzteren haben ihren Bildungsraum nicht verlassen und zeigen daher einen unscharfen Übergang zu den Nachbargesteinen, aus denen sie entstanden sind. Die fremdbürtigen Granite sind dagegen aus ihrem Geburtsort ausgewandert und zeigen an ihrem neuen Intrusionsort klare magmatische Kontakte usw. Es muss also zwischen der ursprünglichen und heutigen Stelle ein erheblicher Teufenunterschied bestanden haben. Eine besondere Frage ist, wo und wann die K-Feldspäte entstanden sind.

Wären die Feldspäte in ihrer jetzigen Grösse bereits im Magma geschwommen, als sich aus grösserer Tiefe die Förderung an den Erstarrungsort vollzog, dann dürften wir keine Abhängigkeit der Feldspatgrösse von den Massivrandern feststellen. Die Feldspäte wären eben überall hin verschleppt worden und dann dort eingefroren, wo das Restmagma kristallisierte. Tatsächlich beobachten wir aber eine deutliche Abhängigkeit der Grösse und Zahl der Feldspäte von der Ortslage im Massiv. Es hat sich immer wieder ergeben, dass die Kali-Feldspateinsprenglinge mit den sie umgebenden Mineralien fest verwachsen sind. Die ideale Kristallgestalt der Einsprenglinge besteht nur in grossen Zügen, im einzelnen wird der Kali-Feldspat von lauter Begegnungsgrenzen mit seinen Nachbarn begrenzt. Das Wachstum der Kali-Feldspäte hat also praktisch bis zum Abschluss der Kristallisation des Granites angedauert. Diese Beobachtungen beweisen, dass die Kristallisation der Kali-Feldspäte sich auch nach der Platznahme fortsetzte. Ob schon kleine Feldspat-Kriställchen vorgebildet waren beim Aufstieg aus der tieferen Magmenkammer lasse ich dahingestellt. Auf jeden Fall müssen diese Feldspäte vorhanden gewesen sein als sie von den Konvektionsströmen erfasst wurden. Der in den Feldspäten dieses Massives ausgezeichnet entwickelte Zonenbau spricht dafür, dass sich mehrfach die Kristallisationsbedingungen geändert haben. Dies ist erklärlich, wenn man die Umwälzung der Magmenmasse in thermischen Konvektionssäulen heranzieht. Wir dürfen aus diesen Beobachtungen folgern, dass in unserem Falkenberger Massiv das granitische Magma bei der Förderung in das Intrusionsniveau noch überwiegend flüssig gewesen ist und erst an Ort und Stelle sehr langsam kristallisierte.

H. CLOOS erklärt, die Entscheidung, ob ein konkordanter Lakkolith oder ein diskordantes, scheinbar batholithisches Massiv zustande kommt, liege beim Nebengestein. Findet die Schmelze flach ausgebreitete Schichtfugen, so wird sie diese bevorzugen. Tritt die Schmelze dagegen in gefaltetes Gebirge ein, so müssen und können Kluftfugen Ersatz bieten.

Nur der Zustand der Fugen im Nebengestein ist also nach CLOOS entscheidend darüber, ob sich das Massiv als Lakkolith oder als "Batholith" ausbildet. Dies kann - wenigstens für den "Oberbau" - als richtig angesehen werden. Daneben spielt auch noch die Viskosität der Schmelze eine Rolle für die Ausgestaltung des Massivs: je niedriger die Viskosität ist, desto leichter ist die Ausbreitung der Schmelze zu dünnen Lagergängen je höher sie ist, um so steilere und gedrungener Formen werden sich herausbilden. Die grosse Fläche, die das Falkenberger Massiv einnimmt, führt zu der Vermutung, dass die Schmelze bei der Intrusion ziemlich leichtflüssig war.

### Die wirtschaftliche Bedeutung des Falkenberger Granit-Massives

Der Granit wird an manchen Stellen in Steinbrüchen abgebaut. Verwitterte Bereiche, auch von Ganggraniten, werden als Sandgruben aufgeschlossen. Die Kaolinsierung der Feldspäte schafft für die Porzellan-Industrie Rohstoff.

Literaturverzeichnis

- BADER, H.: Die moldanubischen Gneise und Granite im Raum von Neunburg vorm Wald. -  
Dipl. Universität München, 1957.
- BUBNOFF, S. v.: Geologie von Europa. -  
II. Band, 1. Teil, Borntraeger,  
Berlin 1930.
- CLOOS, H.: Geologie der Schollen in Schlesischen Tiefenge-  
steinen. Neue Untersuchungen im Grenzgebiete  
der Gebirgsbildung. -  
Berlin 1920.
- - - Tektonik und Magma. -  
Untersuchungen zur Geologie der Tiefen. -  
Berlin 1922.
- - - Das Batholitenproblem. -  
Fortschr. der Geol. und Pal., Berlin 1923.
- - - Einführung in die tektonische Behandlung  
magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). -  
Berlin 1925.
- - - Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas:  
1. Die Intrusionsfolge im Bayerischen Wald.  
2. Die "Batholithen" des Bayerischen Waldes  
und der Pfahl. -  
Geol.Rdsch. 14, 1923.
- BALK, R., CLOOS, E., Die Plutone des Passauer Waldes. Ihr Bau und  
SCHOLTZ, H.: Werdegang und ihre innere Tektonik. -  
Monogr. z. Geol. u. Pal., Serie 2, 1927.
- DRESCHER-KADEN: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite  
und Gneise. -  
Min. u. Petr. in Einzeldarstellungen.  
Bd. I, Springer-Verlag, 1948.
- DÜSING, C.: Geologische und petrographische Untersuchen-  
gen auf dem Gradabteilungsblatt Oberviechtach  
in der südlichen Oberpfalz. - Dipl. Universität  
München, 1957.

- ESKOLA, BARTH,  
CORRENS:  
Die Entstehung der Gesteine. -  
Ein Lehrbuch der Petrogenese.  
422 S., Berlin (Springer-Verlag) 1939.
- FISCHER, G.:  
Das Dach des Moldanubikums in Schlesien,  
dem Bayerischen Wald und Mähren. -  
Jb. Preuss. Geol. L.-A., 56, Berlin 1930.
- - -  
Über das Grundgebirge der bayrischen Ostmark.  
Die Gneise östlich des bayerischen Pfahls. -  
Jb. Preuss. Geol. L.-A., 59, Berlin 1936.
- FORSTER, A.:  
Die Gneisfaltenschlinge von Moosbach. -  
und Eslarn. - Geol. Diplomarb. Universität  
München 1956.
- GÜMBEL, C.W.:  
Die geognostischen Verhältnisse des ostbayeri-  
schen Grenzgebirges. -  
Gotha (Perthes) 1868.
- HEGEMANN, F.:  
Über die Bildungsweise des bayerischen  
Pfahlquarzes. -  
Fortschr. Min., 20, S. 39-43, Berlin 1936.
- KRAUS, G.:  
Das Flusspatrevier östlich von Regensburg und  
seine Nebengesteine. -  
Geol. Dipl. Arb. Universität München 1955.
- KRETZER, H.:  
Beiträge zur Petrographie der Oberpfalz. Das  
Gebiet zwischen Weiden und Vohenstrauss. -  
Diss. Techn. Hochschule München, 1912.
- MAUCHER, A.:  
Über geregelte Plagioklaseinschlüsse in Orthoklas  
Zs. Krist. A 105, 1943.
- NIGGLI, P.:  
Lehrbuch der Mineralogie. -  
II. Spezielle Mineralogie. Borntraeger,  
Berlin 1926.
- SANDER, B.:  
Einführung in die Gefügekunde geologischer  
Körper. - Teil I, Wien (Springer) 1948.
- SCHREYER, W.:  
Erläuterungen zur geologischen Karte von  
Vilshofen unter besonderer Berücksichtigung  
der jüngeren Granite einschliesslich des Neu-  
stifter Granitmassivs. -  
Geol. Diplomarbeit, Universität München,  
1955.

- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. -  
Borntraeger, Berlin 1924.
- TRÖGER, W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden  
Minerale. -  
Teil I, Bestimmungstabellen, Stuttgart, 1956.
- - - Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine  
(ein Nomenklaturkompendium). -  
Berlin W 35, 1935.
- VOLL, G.: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone  
Moldanubikum/Saxothuringikum unter besonderer  
Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer  
und kalksilikatführender Gesteine. -  
Diss. Universität München, 1955.
- ZIEHR, H.: Die Flusspatgänge von Wölsendorf und deren  
Nebengestein. -  
Diss. Universität München, 1954.



## Lebenslauf

Am 4. August 1931 wurde ich als Sohn des Staatsbeamten Ahmet Andac und seiner Ehefrau Letafet in Van/Türkei geboren.

Von 1939 bis 1943 besuchte ich die Volksschule in Diyarbakir, anschliessend bis 1946 die Mittelschule in Sarikamis; im Jahre 1949 absolvierte ich in Kars.

Im Wintersemester 1949/50 begann ich mein Studium in Istanbul. Nach dem Examen im Juli 1953 wurde ich als Stipendiat vom M. T. A. in Ankara zur weiteren Ausbildung an die Universität nach München gesandt.

Meine Dissertation fertigte ich unter der Leitung von Herrn Professor G. FISCHER an.





